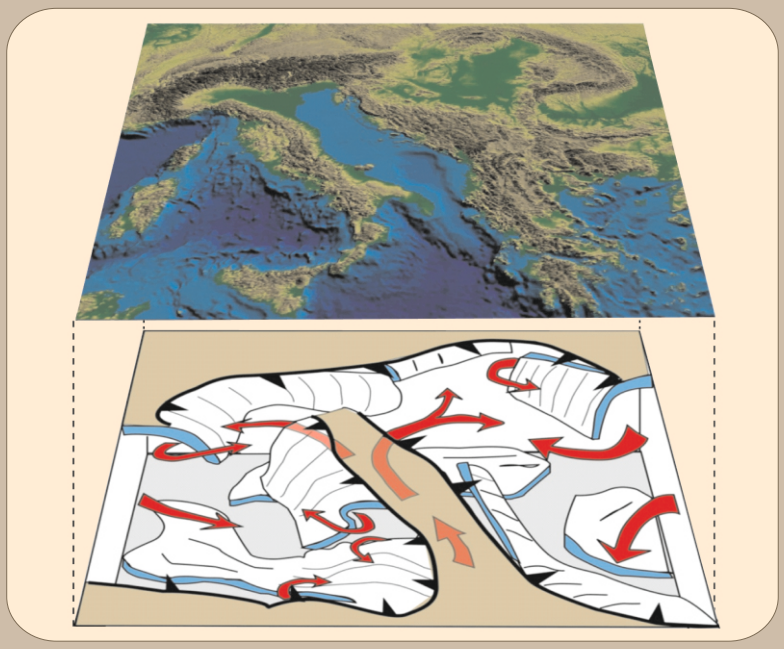
Földtani Közlöny

149/3

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society



Budapest, 2019

Felelős kiadó
BUDAI Tamás,
a Magyarhoni Földtani Társulat elnöke

Főszerkesztő
SZTANÓ Orsolya

Műszaki szerkesztők
BABINSZKI Edit
KOVÁCS ZOLTÁN
BARTHA István Róbert,

Nyelvi lektor
Philip RAWLINSON

Szerkesztőbizottság
BUJTOR László, CSERNY Tibor, FODOR László, PAPP Gábor, SZAKMÁNY György, SZANYI János, TÖRÖK Ákos

Főtámogató
Mol Nyrt.

Támogatók
Baumit Kft., Biocentrum Kft., Colas Északkő Kft., Elgoscar 2000 Kft., Geo-Log Kft., Geoproduct Kft., Geoteam Kft., Josab Hungary Kft., Mecsekérc Zrt., Mineralholding Kft., OMYA Hungária Kft., O&G Development Kft., Perlit-92 Kft., Terrapeuta Kft., VIKUV Zrt., ANZO Perlit Kft., Kvarchomok Bányászati és Feldolgozó Kft.

A kéziratokat az alábbi felületen kérjük benyújtani
www.foldtanikozlony.hu

* * *

Responsible publisher
Tamás BUDAI,
President of the Hungarian Geological Society

Editor-in-chief
Orsolya SZTANÓ

Technical editors
Edit BABINSZKI
Zoltán KOVÁCS
István Róbert BARTHA,

Language editor
Philip RAWLINSON

Editorial board
László BUJTOR, Tibor, CSERNY, László FODOR, Gábor PAPP, György SZAKMÁNY, János SZANYI, Ákos TÖRÖK

Sponsors
Mol Nyrt.
Baumit Kft., Biocentrum Kft., Colas Északkő Kft., Elgoscar 2000 Kft., Geo-Log Kft., Geoproduct Kft., Geoteam Kft., Josab Hungary Kft., Mecsekérc Zrt., Mineralholding Kft., OMYA Hungária Kft., O&G Development Kft., Perlit-92 Kft., Terrapeuta Kft., VIKUV Zrt., ANZO Perlit Kft., Kvarchomok Bányászati és Feldolgozó Kft.

Submission of manuscripts through
www.foldtanikozlony.hu

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in
Crossref.org
Scopus
GeoRef (Washington),
Pascal Folio (Orleans),
Zentralblatt für Paläontologie (Stuttgart),
Referativny Zhurnal (Moscow) and
EPA, MTA REAL (Budapest)



Tartalom — Contents

SZTANÓ Orsolya: Szerkesztői előszó. — *Editorial preface.* 180

CLOETINGH, SIERD: Frank HORVÁTH: a pioneer in thinking out of the box and source of inspiration. — *HORVÁTH Ferenc, az ötletekből soha ki nem fogyó, kreatív gondolkodás mestere.* 181

BALÁZS, Attila, MATENCO, Liviu, GRANJEON, Didier: Thermo-mechanical and stratigraphic numerical forward modelling: recent advances and their joint application in the Pannonian Basin. — *Tektonikai és rétegtani numerikus modellezés: együttes alkalmazásuk és új eredményeik a Pannon-medencében.* 183

HARANGI Szabolcs, LUKÁCS Réka: A Kárpát–Pannon térség neogén–kvarter vulkanizmusa és geodinamikai kapcsolata. — *The Neogene to Quaternary volcanism and its geodynamic relations in the Carpathian–Pannonian Region.* 197

LANGE Thomas Pieter, SZABÓ Csaba, LIPTAI Nóra, PATKÓ Levente, GELENCSÉR Orsolya, ARADI László Előd, KOVÁCS István János: A földköpeny reológiai kutatása: mennyiségi Fourier transzformációs infravörös spektrometria alkalmazása egy Persány hegységi xenolit példáján. — *Rheology study on the earth's mantle: Application of quantitative Fourier transform infrared spectroscopy on an upper mantle xenolith from the Perşani Mountains.* 233

CSONTOS, László, DUNKL, István, VAKARCS, Gábor, ABBASI, Abid H.: Transversal folding in Himalaya foothill ranges. In memory of Frank HORVÁTH. — *Harántirányú redők a Himalája előhegyeiben.* 255

TARI, Gábor, NÉMETH, Viktória, †HORVÁTH, Frank, WESZTERGOM, Viktor: A regional Alpine graphite décollement level beneath the NW Pannonian Basin. — *Egy regionális alpi grafit lenyíródási felület a Pannon–medence ÉNy-i részén.* 279

Első borító: Háromdimenziós geodinamikai modell a Pannon-medence és az Adriai-mikrolemez fejlődéséhez kapcsolódó szubdukciós zónák illusztrálására (HORVÁTH & FACCENNA 2011). Hátsó borító: Idealizált szerkezeti modell a Keleti-Alpok Pannon-medencével határos területén keresztül TARI & HORVÁTH (2006) után módosítva.

Budapest, 2019 ISSN 0015-542X

Szerkesztői előszó

Nincs egy éve, hogy HORVÁTH Ferenc itt hagyta szeretett Pannon medencéjét, — melynek kutatásában meghatározó szerepet játszott —, s az utókornak a megválaszolandó kérdések sorát. Földtudós volt, kicsit filozófus is, tudományterületeken átívelő, azokat összekötő sziporkázó elme. Lemeztektonikai és geodinamikai kutatások elindítója, meghonosítója, motorja volt, de fogékony és kíváncsi minden más újdonságra, a köpenytől a medence kitöltéséig, gyakorlati-ipari kutatási problémáktól kezdve a klíma- és vízszintváltozáson át, a fiatal üledékekig. Ajtaja mindig nyitva állt, kész volt kollégákkal és diákokkal egyaránt az újabb észlelések és modellek szenvedélyes megvitatására a földtudományok távoli területeiről is. Képletes magyarázataival, szellemes hasonlataival a bonyolult jelenségeket is közel hozta. S akivel beszélgetett, az biztos újabb ötletekkel gazdagodva folytathatta munkáját. Iskolateremtő volt. Ilyen geopolihisztor a Pannon-medencében egyhamar nem lesz, hisz a specializálódás korát éljük. Kiemelkedett nemcsak a szakmai munkássága révén, hanem ahogy a tudományt szervezte, kiterjedt nemzetközi kapcsolatokat építve. Ebben része volt közvetlen természetének, kisugárzásának, humorának, melyet nagy részt arra használt, hogy tanítványait és kollégáit jónevű nemzetközi iskolákba és együttműködésekhez segítse. Önzetlen támogatását sokan élvezhették.

Emlékének és munkásságának ezzel a tanulmánygyűjteménnyel szeretnénk adózni. Tanítványok, barátok, közeli munkatársak és pályatársak írásaival igyekszünk elkalandozni általa is művelt területekre, és olyanokra, melyekre kutatásai termékenyítőleg hatottak. A közelgő 14. Nemzetközi Litoszféra Program Munkacsoport találkozója kapcsán Sierd CLOETINGH professzor tekint vissza a közös kihívásokra. A tanulmányok első csokrát a geodinamika fűzi egybe: a tektonikai és rétegteni numerikus szimulációk összekapcsolásából született új eredményeket (BALÁZS et al.), a Pannon térség neogén–kvarter vulkanizmusa összefoglalóját (HARANGI & LUKÁCS) és a felsőköpeny reológiája és a hidroxiltartalmú ásványok kapcsolatát (LANGHE et al.) tárják az olvasó elé. Ezt követően a szerkezetföldtan világába csöppenünk. Új megvilágítást kap a Himalája észak-pakisztáni takarófrontjának alakja (CSONTOS et al.), valamint egy grafitos alpi takarófront a Pannon-medence északnyugati szegmenséből (TARI et al.). A feszültségmező és vetőminta-elemzés több, mint 3 évtizedes történetét tekinti át FODOR. A Paks környéki szerkezetkutatások forró eredményeit mutatja be a Geomega csapata (HORVÁTH et al). Az új paksi fúrások a pannóniai emelet geokronológiai helyzetét is segítettek pontosítani (MAGYAR et al.). A rétegtan és a szedimentológia másik szemelvénye a Nápolyi-öböl vulkáni szerkezeteit mutatja be gyönyörű UHR szeizmikus szelvényeken (SACCHI et al). A szerteágazó pálya kezdetén HORVÁTH Ferenc még a műholdas geodéziával is kapcsolatba került (TIMÁR et al). A gyűjteményt a svájci Molassz-medence geotermikus potenciálját bemutató tanulmány zárja RYBACH professzor tollából.

A kötet létrejöttét lelkes szerzőinken túl tanácsokkal, fotókkal BALÁZS Attila, BADA Gábor, DOMBRÁDI Endre és FODOR László segítették.

SZTANÓ Orsolya
Főszerkesztő

Editorial preface

It has not been a year since Frank HORVÁTH left his beloved Pannonian Basin, and a series of questions for us to answer. He was an earth scientist, a bit of a philosopher, a sparkling mind that connected disciplines. He was an outstanding scholar in the research of this wider region, pioneering, and initiating plate tectonics and geodynamic research, but he also was receptive and curious to anything new, from deep mantle to basin fill, from practical industrial research problems to theories of climate- and water-level changes or structures of the youngest sediments. His door was always open, as he was ready to discuss vividly new observations and models from a wide range of earth sciences both with colleagues and students. He was able to bring extremely complex phenomena close to his audience with his metaphorical explanations and witty similes. Consulting him always resulted in fruitful new ideas. As such, he founded a new way of thinking among followers. Such geo-polymath probably will rarely appear in the future as science is entering the era of specialisation. Besides his excellent works, his friendly nature, shining personality and sense of humor promoted organising an extensive international scientific network. Thus he could help students and colleagues to reputable international schools and collaborations. Many of us benefitted from his selfless help.

We would like to honour his memory and oeuvre with this thematic collection of studies. Through the papers of students, friends and colleagues, we wander through the fields he has mastered, and those that have been facilitated by his research. Professor Sierd CLOETINGH will commemorate the common challenges on the apropos of the forthcoming 14th International Lithosphere Program Task Force Meeting. The first group of studies are related to geodynamics: new results from the combination of tectonic and stratigraphic numerical modeling (BALÁZS et al.), a summary of the Neogene to Quaternary volcanism of the Pannonian region (HARANGI & LUKÁCS) and one on the rheology of the earth's mantle (LANGE et al). The next papers are leading us into the world of tectonics and structural geology: the Himalayan frontal thrust from Pakistan (CSONTOS et al.), as well as alpine thrust planes from the north-western Pannonian Basin (TARI et al.) will be discussed. FODOR reviews the history of palaeostress and fault-slip analysis of more than three decades. Finally the team of Geomega presents the hot results of structural studies around Paks (HORVÁTH et al). The newly drilled Paks boreholes also fostered geochronological studies of the Pannonian stage (MAGYAR et al.). Another example of stratigraphy and sedimentology is from the Gulf of Naples where the beauties of UHR seismic sections are demonstrated (SACCHI et al). At the early part of Frank's career even satellite geodesy played a role (TIMÁR et al). The collection is closed by a study on the geothermal potential of the Swiss Molass Basin by Professor RYBACH.

Besides our enthusiastic authors, Attila BALÁZS, Gábor BADA, Endre DOMBRÁDI and László FODOR contributed to this volume with advises and photos.

Orsolya SZTANÓ,
Editor-in-chief

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
149/3, 181–182., Budapest, 2019

Tisztelgés Horváth Ferenc professzor munkássága előtt
A tribute to the research and teaching of Frank HORVÁTH



Frank HORVÁTH (white in center), distinguished lecturers (next to him in the front line: Jean-Pierre BRUN, Rennes; Leigh ROYDEN, MIT; Claudio FACENNA, Roma; standing line second on the right: Dan MCKENZIE, Cambridge) and participants of the Alpine–Carpathian–Pannonian Workshop 2007, Siófok

Frank HORVÁTH: a pioneer in thinking out of the box and source of inspiration

I met Frank HORVÁTH for the first time in 1980 when I climbed together with my close friend and colleague Rinus WORTEL the stairs leading to the entrance of the Technical University of Budapest where the annual conference of the European Geophysical Society took place and where Frank stood at the entrance with Jim CHANNELL. At that time the two were already quite well known through their papers on the Adriatic sub-plate. Later that week I joined a field trip to the Bükk Mountains, led by Frank and Zoltán BALLA, also attended by Leigh ROYDEN with whom Frank worked on the extension of the Pannonian Basin, making it one of the first test cases for the stretching model. I was struck by his warm personality, his humour and broad knowledge.

I was, therefore, extremely happy that at a day in 1989, soon after the changes that transformed Europe, an invitation by Frank arrived on my desk to come to a meeting organised by him at the Lake Balaton. I vividly remember how László LENKEY picked me up at Budapest airport together with Mary-Lou ZOBACK driving us to the meeting site after picking up a transparency in downtown Budapest.

This meeting was as many of the subsequent meetings Frank organised a wonderful mix of exciting science and warm personal contacts in a setting carefully selected by him. I was impressed by the quality and motivation of his students, amongst whom Gábor TARI, and his co-workers as well as by the team spirit. Already at that time Frank was involved in many international collaborative projects with for example Bruno D'ARGENIO and Marco SACCHI from Naples in which he actively involved other members of the Hungarian solid Earth science community.

Frank has been key in getting initiatives such as the International Lithosphere Programme Task Force "Origin of Sedimentary Basins" and the European Science Foundation EUROCORES project TOPO-EUROPE off the ground, with numerous of their meetings hosted by him, resulting in a series of special volumes of Tectonophysics, Sedimentary Geology and the Stephan Mueller Special Publication Series edited by us.

Frank was ahead of his time in his multi-scale approach to basins, linking deep structure to shallow geophysics and field data and obtaining access to vital industry data. It was this approach, conducted by him in close cooperation with András NAGYMAROSY and László CSONTOS that impressed people like Peter ZIEGLER and many others from the petroleum industry. Frank became also an important and active participant in the Integrated Basin Studies Project funded by the European Commission and the Invisible informal network of Norsk Hydro, bringing together academics and industry. Frank was pioneering in promoting the use of shallow high-resolution seismics to examine neo-tectonic deformation, initially in areas such as the Lake Balaton but later also on the Meuse river in the Netherlands. Frank realised the importance of quantitative research in geophysics for geothermal energy exploration and production, working closely together on this topic with Péter DÖVÉNYI. At the same time, Frank had a deep interest in mantle dynamics, subduction processes and their expression at the surface.

It was Frank who through his efforts in research and through giving short courses for Dutch students, involving them also in shallow seismics on the Lake Balaton and organising meetings with great impact, became a close partner for cooperation in research and research training, which lasted for more than 25 years. Frank and myself served as the promotor of many PhD students, amongst whom Gábor BADA, László LENKEY, Péter SZAFIÁN, Géza WÓRUM, Endre DOMBRÁDI and Attila BALÁZS. A highlight in this respect was the occasion where Gábor, László and Péter received their PhD's in a joint ceremony in the Netherlands in 1999. Frank had through his broad scope of research interests and his inspiring personality a close interaction with many geologists and geophysicists in the Netherlands, in particular with members of the whole Tectonics group but also with scientists and students of other research groups in Amsterdam (in particular the Isotope Geochemistry group of Paul ANDRIESSEN and their Hungarian PhD student Zsófia RUSZKICZAY-RÜDIGER), Utrecht (Rinus WORTEL and his Tectonophysics group) and Delft University of Technology (Jacob FOKKEMA and the Applied Geophysics group). The present intensive scientific cooperation between Dutch scientists and Hungarian researchers from various organisations, including the Eötvös University and the Hungarian Academy Institute of Geodesy and Geophysics in Sopron (in particular Viktor WESZTERGOM, István KOVÁCS and Eszter SZÜCS), builds on this solid foundation. This cooperation involves Hungarian PhD students Kristóf PORKOLÁB, Eszter BÉKÉSI and István BOZSÓ, exchange of staff and joint research in numerous projects, such as the ILP TOPO-Transylvania project bringing together a group of Hungarian, Romanian and Dutch scientists, working together in the spirit of Frank.

Frank combined a deep sense of humour with a very serious attitude to life and science. He leaves behind a legacy which we all should preserve and commemorate him as the Pannonian doctor with such a good heart. He is deeply missed by his many friends in our research community. We owe him a lot.

Sierd CLOETINGH
Utrecht University

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

149/3, 183–196., Budapest, 2019

DOI: 10.23928/foldt.kozl.2019.149.3.183

Thermo-mechanical and stratigraphic numerical forward modelling: recent advances and their joint application in the Pannonian Basin

Balázs, Attila[1], Matenco, Liviu[2], Granjeon, Didier[3]

[1]Laboratory of Experimental Tectonics, Department of Sciences, Università degli Studi Roma Tre, Rome, Italy
[2]Tectonics Group, Department of Earth Sciences, Utrecht University, Faculty of Geosciences, Utrecht, Netherlands
[3]IFP Energies Nouvelles, Department of Geology-Geophysics-Geochemistry, Rueil-Malmaison, France
Corresponding author: Attila Balázs (balatt@gmail.com)

Tektonikai és rétegtani numerikus modellezés: együttes alkalmazásuk és új eredményeik a Pannon-medencében

Összefoglalás

Üledékes medencék térben és időben változó süllyedéstörténete jól tükrözi az egy adott területre jellemző főbb medenceformáló klimatikus, üledékes és tektonikai folyamatokat. A klasszikus medenceanalízis módszere fúrási és további geofizikai adatokból, valamint az üledékes rétegsor megismeréséből származtatja egy medence süllyedéstörténetét. Napjainkra azonban különböző numerikus modellezési módszerek lehetővé teszik medencék süllyedéstörténetének és fácieseloszlásának számítását és előrejelzését, amennyiben ismerjük a terület fejlődését leíró főbb fizikai folyamatokat. Ezen folyamatorientált modelleket geológiai és geofizikai adatokkal kell hitelesíteni. Ebben a tanulmányban litoszféraléptékű tektonikai és medenceskálájú felszíni folyamatok kapcsolatát vizsgáljuk, amely megköveteli a különböző térbeli és időbeli skálájú numerikus modellek együttes alkalmazását. Ennek megfelelően ötvöztük a 2D termo-mechanikus Flamar tektonikai modellt és a nagy felbontású DionisosFlow rétegtani modellező programot, így képesek voltunk számszerűsíteni a kéreg és litoszféra rideg és képlékeny deformációjának és elasztikus meghajlásának léptékét. A tektonikus numerikus modell által számított süllyedéstörténetet bemenő adatként használtuk a rétegtani modellezésnél, ahol a fejlődő részmedencékben vizsgáltuk az üledékes szállítási útvonalak és az üledékes környezetek fejlődését. Ezzel egyidejűleg figyelembe vettük a vízszintváltozások és klimatikus hatások szerepét a medence süllyedés- és feltöltődéstörténetének szimulációja során. Aszimmetrikus litoszféra extenziós modelleredményeink jelzik mély félárkok fejlődését a medenceperemektől a medence belseje felé. Egy rövid kiemelkedési fázist követően a „posztrift" időszak további kilométer nagyságrendű differenciális vertikális mozgásokkal jellemezhető. Modellünk rávilágít a vízmélységértékek térbeli és időbeli változékonyságára, valamit a kialakuló unkonformitások okaira. Modelleredményeink egy lehetséges forgatókönyvet jelentenek a Pannon-medence tektonikai és rétegtani fejlődésére.

Kulcsszavak: termo-mechanikus modellezés, rétegtani modellezés, Pannon-medence, extenzió

Abstract

Basin analysis and subsidence history provide key insights into sedimentary basin forming mechanisms. Direct observations have long been the only source of information on their thermal and lithological architecture. State of the art modelling techniques today enable the prediction and computation of their formation and evolution constrained by geological field observations, geophysical and deep borehole data. Understanding the inherent connections between large-scale tectonic and local basin-scale surface processes requires the joint application of thermo-mechanical and stratigraphic modelling techniques. To this aim, we combined the thermo-mechanical lithospheric-scale numerical code Flamar and the high-resolution 3D deterministic stratigraphic software DionisosFlow. This joint modelling method quantifies forcing factors, such as crustal and lithospheric thinning, lithospheric flexure, sea-level and climatic variations associated with water and sediment influx and sediment compaction. The modelling shows the migration of extensional deformation in space and time creating deep half-grabens. After a rapid uplift event, the subsequent post-rift times are characterised by continuous kilometre-scale differential vertical movements. The modelled tectonic subsidence and uplift rates and half-graben geometries are imported into the 3D stratigraphic modelling code. Our modelling of a 120 km × 150 km area shows that such scenarios are associated with continental alluvial to shallow-water sedimentation and footwall erosion during the early stages of the syn-rift, followed by rapid deepening during the subsequent syn-rift evolution. Finally, the basins are filled by a large-scale prograding shelf-margin slope system during the post-rift times. We differentiate between unconformities caused by tectonics, sea-level variations or auto-cyclic processes. Our tectonic and stratigraphic results are compared with geological and geophysical constraints from the Pannonian Basin of Central Europe.

Keywords: thermo-mechanical numerical modelling, stratigraphic numerical modelling, Pannonian Basin, extension

Introduction

Extensional sedimentary basins cover large areas of the Earth and contain important geo-resources, such as geothermal energy. Understanding the tectonic and sedimentary processes that exert first-order control on their formation and evolution and quantifying their thermo-mechanical properties are important for understanding the dynamics of System Earth. Tectonic and stratigraphic numerical forward modelling has become universal tools for the analysis of large-scale lithospheric processes (BUROV 2007, GERYA 2010), the verification of previously proposed geological concepts (BUROV & POLIAKOV 2001, GRANJEON 2014) and the prediction of basin-scale sedimentary architecture and 3D facies distribution (CSATÓ et al. 2013). Furthermore, such methods are widely used to better constrain the geological and geophysical observations or predict subsidence and thermal properties (FRANÇOIS et al. 2018, BALÁZS et al. 2017a).

The overall sedimentary architecture of extensional basins is the result of the balance between the rate of creating accommodation space and sediment supply (SCHLAGER 1993). Quantifying the distinct tectonic, climatic or other sedimentary processes and their feedbacks is a fundamental challenge in geosciences, because they all act on different spatial and temporal scales. The tectonic subsidence patterns of extensional basins are primarily controlled by crustal and lithospheric thinning, influenced by the rheological and thermal properties and by the rate and localisation of extensional strain. Furthermore, erosion and sedimentation, which are also controlled by climatic variations localise deformation, enhance hanging-wall subsidence and footwall exhumation (e.g. BIALAS & BUCK 2009). Understanding this link between deep Earth and surface processes and bridging the gap between their scales necessarily requires an integrated approach.

The Pannonian Basin of Central Europe is an ideal case for the development and application of new basin modelling techniques, enabled by the available advanced knowledge on the formation and evolution of this region (HORVÁTH & ROYDEN 1981). This basin was among the first natural laboratories where the classical extensional stretching model and their subsequent modifications have been applied (ROYDEN & KEEN 1980, SCLATER et al. 1980, HORVÁTH et al. 1988). These classical models are still used today in rift basins to decipher subsidence and thermal histories. However, recent modelling techniques and results (e.g. HORVÁTH & CLOETINGH 1996, BUROV 2007, HUET et al. 2011, BALÁZS et al. 2017a) demonstrated that asymmetric extensional basins formed in back-arc settings cannot be directly quantified by earlier analytical predictions of the classical McKenzie model (MCKENZIE 1978, ROYDEN & KEEN 1980) and often shows anomalous subsidence patterns.

The continuous academic research and hydrocarbon exploration have resulted in a solid knowledge of (sub)surface geology, stratigraphy and sedimentology (JUHÁSZ et al. 2007, NAGYMAROSY & HÁMOR 2012, MAGYAR et al. 2013, SZTANÓ et al. 2013), crustal and lithospheric structure (TARI et al. 1999), the role of mantle dynamics (HORVÁTH & FACCENNA 2011), the tectonic evolution (FODOR et al. 1999, HORVÁTH et al. 2015, MATENCO et al. 2016, BALÁZS et al. 2017a) and thermal properties (LENKEY et al. 2002, BÉKÉSI et al. 2017) of the Pannonian Basin. Building on these observational data a one-way coupled tectonic and stratigraphic numerical forward modelling methodology is developed in this study to simulate and analyse the tectono-sedimentary evolution of asymmetric extensional back-arc sedimentary basins, such as the Pannonian Basin. Our modelling results are compared with an interpreted reflection seismic profile from the Danube Basin part of the Pannonian Basin system.

Numerical methods

In this study we combined a large-scale thermo-mechanical tectonic and a high-resolution stratigraphic forward modelling approach (*Figure 1*) to investigate the mechanics of extension, tectonic subsidence and thermal history of extensional basins, as well as the evolution of sedimentary transport routes and facies distribution in the depocentres. The thermo-mechanically and thermo-dynamically coupled finite element code Flamar v12 (BUROV & YAMATO 2008) based on the FLAC-Para(o)voz algorithm (CUNDALL 1989, POLIAKOV et al. 1993) was used to assess the lithospheric and surface response to the fast extension of an initially thick and hot crust. In this study we used a one-way coupling method, i.e. at certain time steps, the tectonic vertical movement of the basement, i.e. basement subsidence rate and depocentre geometries are extracted from the thermo-mechanical model and is imposed in the subsequent 3D stratigraphic forward modelling with DionisosFlow (*Figure 1*). Flamar only uses a simplistic surface processes approach, the detailed and high resolution sedimentation and erosion is implemented in the subsequent DionisosFlow model, but in this study we only present a one-way coupling between these codes. The 2D vertical motions are uniformly extended in the third dimension and subsequently imported into the 3D stratigraphic modelling code. Both models use a dynamic timestep scheme, DionisosFlow uses a finer temporal resolution and therefore linear interpolation has been made between the time steps of the tectonic modelling code.

Thermo-mechanical modelling

Thermo-mechanical numerical modelling is particularly well suited to study the dynamics of lithospheric extension and related topographic response. We built our case on the continuation of earlier parametric studies on asymmetric lithospheric extension (BALÁZS et al. 2017a). The code Flamar locally solves full Newtonian equations of motion in a continuum mechanics approximation in 2D. The equations are coupled with the heat transfer and further constitutive

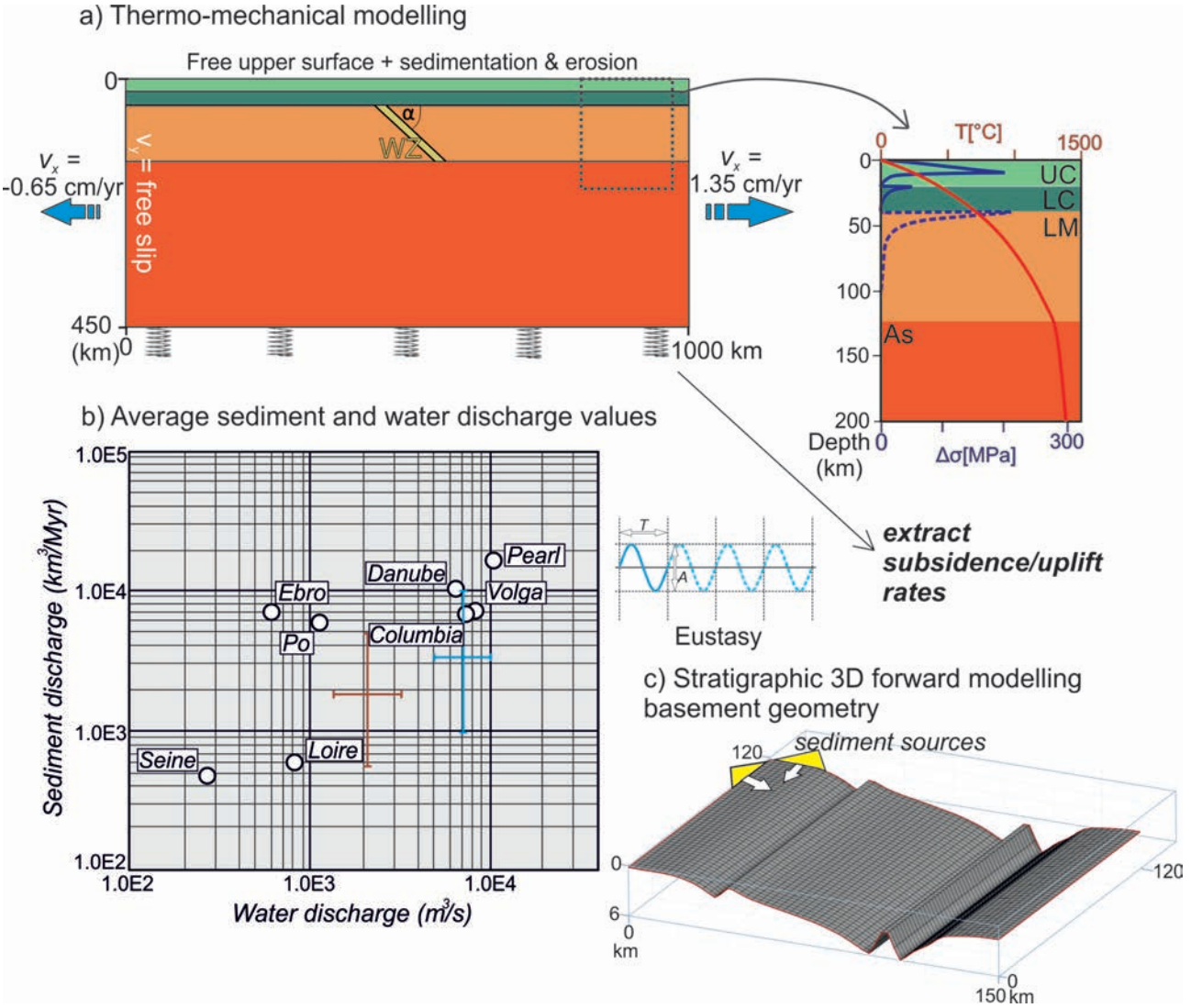


Figure 1. Initial setup of the thermo-mechanical and stratigraphic numerical models. (a) UC = upper crust, LC = lower crust, LM = lithospheric mantle, As = asthenosphere. Constant lateral velocities are applied at the sides of the model (blue arrows). An initial tilted rheological weakness zone (WZ) is implemented in the lithosphere simulating a former suture zone. (b) Relation between sediment and water discharge based on observations from major rivers (modified after Csató et al. 2014). Blue sign indicates values used in our stratigraphic forward modelling. (c) Basement geometry in sediment transport and deposition forward modelling of three half-grabens. The setup assumes 60×48 equally spaced cells with 2.5 km equal spacing. Water discharge and sediment flux sources are defined in the model corner

1. ábra. *A tektonikus és rétegtani numerikus modellezés felépítése. (a) UC = felső kéreg, LC = alsó kéreg, LM = köpenylitoszféra, As = asztenoszféra. A szinrift extenziót a modell oldalán definiált konstans sebességek reprezentálják. Egy reológiai gyengeségi zóna (WZ) reprezentál egy örökölt szutúrát a köpenylitoszférában. (b) Folyók üledék és vízhozamának kapcsolata mérések alapján (Csató et al. 2014 alapján módosítva). A kék kereszt a modellezés során vizsgált értékeket jelöli. (c) A rétegtani modellezés során használt geometria 60×48 elemre bontva 2,5 km horizontális felbontással. A víz és üledékforrás a modellterület sarkán definiált, egy külső folyó torkolatát reprezentálva*

equations, using temperature and pressure dependent densities and enabling the modelling of elastic, viscous and plastic deformation. This method handles a free upper surface affected by simplified surface processes, in terms of erosion and sedimentation, which are simulated by a linear diffusion law. Such an approach takes into account the smoothness of the surface (i.e. surface curvature) on the local erosion rate, the eroded material is deposited in the subsiding depocentres. Detailed description of this numerical scheme is available in prior studies (Burov & Poliakov 2001, Burov 2007, François et al. 2013, 2018; Koptev et al. 2018).

Our setup used in this study (*Table I*) assumes a 1 000 km wide and 450 km deep section (*Figure 1, a*). We defined a lithosphere of 90 Myr thermo-tectonic age. We defined an initial configuration of a 135 km thick lithosphere including a 20 km thick quartz (Ranalli & Murphy 1987) dominated upper crust, 20 km diabase (Carter & Tsenn 1987) lower crust and 95 km dry olivine (Wilks & Carter 1990) mantle overlying further 315 km deep asthenosphere of wet olivine rheology (Chopra & Paterson 1984). Similar to previous studies we defined a tilted weak zone in the lithosphere representing a suture inherited from a former subduction episode (Balázs et al. 2017a, 2018a). It is assumed that such former subduction and collisional phases have resulted in a

Table 1. Parameters of the thermo-mechanical numerical experiment. Rheological parameters are adapted from similar numerical experiments. For details see text and BALÁZS et al. (2017a)

1. táblázat. *Termo-mechanikus modellparaméterek. A módszer részletes leírása megtalálható korábbi tanulmányokban (pl. BALÁZS et al. 2017a)*

Length of model x_L			1000 km		
Amount of extension			144 km		
Extension velocity			2 cm/yr		
Vertical resolution in the upper crust			1.2 km		
Horizontal resolution			2 km		
Temperature at the base of the lithosphere			1300 °C		
Radioactive heat production, H_s			1.5×10^{-9} W kg^{-1}		
Radiogenic production decay length, h_r			10 km		
Crustal thermal conductivity, k_c			2.5 W K^{-1} m^{-1}		
Mantle thermal conductivity, k_m			3.3 W K^{-1} m^{-1}		
Thermal diffusivity of mantle, χ			10^{-6} m^2 s^{-1}		
Specific heat, C_p			1000 J K^{-1} kg^{-1}		
Cohesion			20 MPa		
Moho temperature			730 °C		
2D erosion coefficient, k_{ero}			750 m^2 yr^{-1}		
	Upper crust	Lower crust	Mantle lithosphere	Weak zone	Asthenosphere
Thickness (km)	20	20	95	–	315
Density, ρ_0 (kg m^{-3})	2750	2900	3330	3270	3330
Power law constant, A (MPa^{-n} s^{-1})	6.7×10^{-6}	6.3×10^{-2}	7×10^3	6.8×10^3	7×10^3
Creep activation energy, E (kJ mol^{-1})	156	276	520	276	510
Power law constant, n	2.4	3.05	3	4	3

thickened crust and the released fluids during subduction created the rheologically weak zone of wet olivine rheology in the lithosphere. The slab roll-back effects inferred in the Pannonian Basin and associated syn-rift extension is represented by constant lateral velocities being imposed at the model boundaries simulating an extensional velocity of 2 cm/yr for 7.2 Myr. The divergent velocities are set to zero for the subsequent 11 Myr, simulating the post-rift phase of basin evolution. The horizontal grid resolution is 2 km and the vertical grid resolution varies between 1.2 and 3 km. The accuracy of the vertical displacement is thus in the order of 10 metres. We illustrate our thermo-mechanical model results by basement subsidence curves, evolution and thinning of the crustal and lithospheric layers, finite strain images illustrating brittle faults in the upper crust and ductile shear zones in the lower crust and mantle, and the evolution of the temperature field (*Figures 2, 3*).

Stratigraphic modelling

Building on reliable tectonic subsidence history, the stratigraphic numerical forward modelling enables the prediction of sedimentary facies distribution and sedimentary transport routes during syn- and post-rift times of basin evolution. Subsidence history is one of the key input parameters in this modelling, and this usually derived from well data (e.g. CSATÓ et al. 2013). However, in our case the spatial and temporal variation of basement subsidence and uplift values directly comes from the thermo-mechanical modelling. In general two classes of stratigraphic and geomorphologic forward modelling methods are commonly used. Models of the first class solve locally physical laws at high-resolution with the aim of analysing distinct transport processes (e.g. GRIFFITH et al. 2001). Models of the second class that we also use in this study follow basin-scale regional approaches and solve diffusion equations that enable the integrated analysis of erosion, sediment transport and depositional processes. DionisosFlow accounts for the spatial and temporal variation of tectonic vertical motions of the basement, water discharge and sediment supply composed of different sediment classes, compaction, eustasy and different sediment transport processes. Eustasy is modelled by a sine function of sea-level variation with 36 m half amplitude and 300 kyr time period. This approach combines empirical water and gravity-driven diffusion equations that leads to a sediment transport equation. Furthermore, climatic variations are also simulated by the definition of wet short-term and dry long-term intervals (BALÁZS et al. 2017b). This modelling approach assumes that during each time step ~30% of the sediment influx defined at the boundary of the modelling area is characterised by 18 times higher water discharge value during wet short-term than during dry long-term intervals. This discharge ratio between dry and wet periods represents annual precipitation variation and is analysed in a previous study (BALÁZS et al. 2017b). The detailed methodology is described in previous publications (GRANJEON & JOSEPH 1999, GRANJEON 2014).

In this study an area of 150×120 km^2 is modelled where two sediment sources are defined at the model corner boundary simulated by kilometre-scale channels transport-

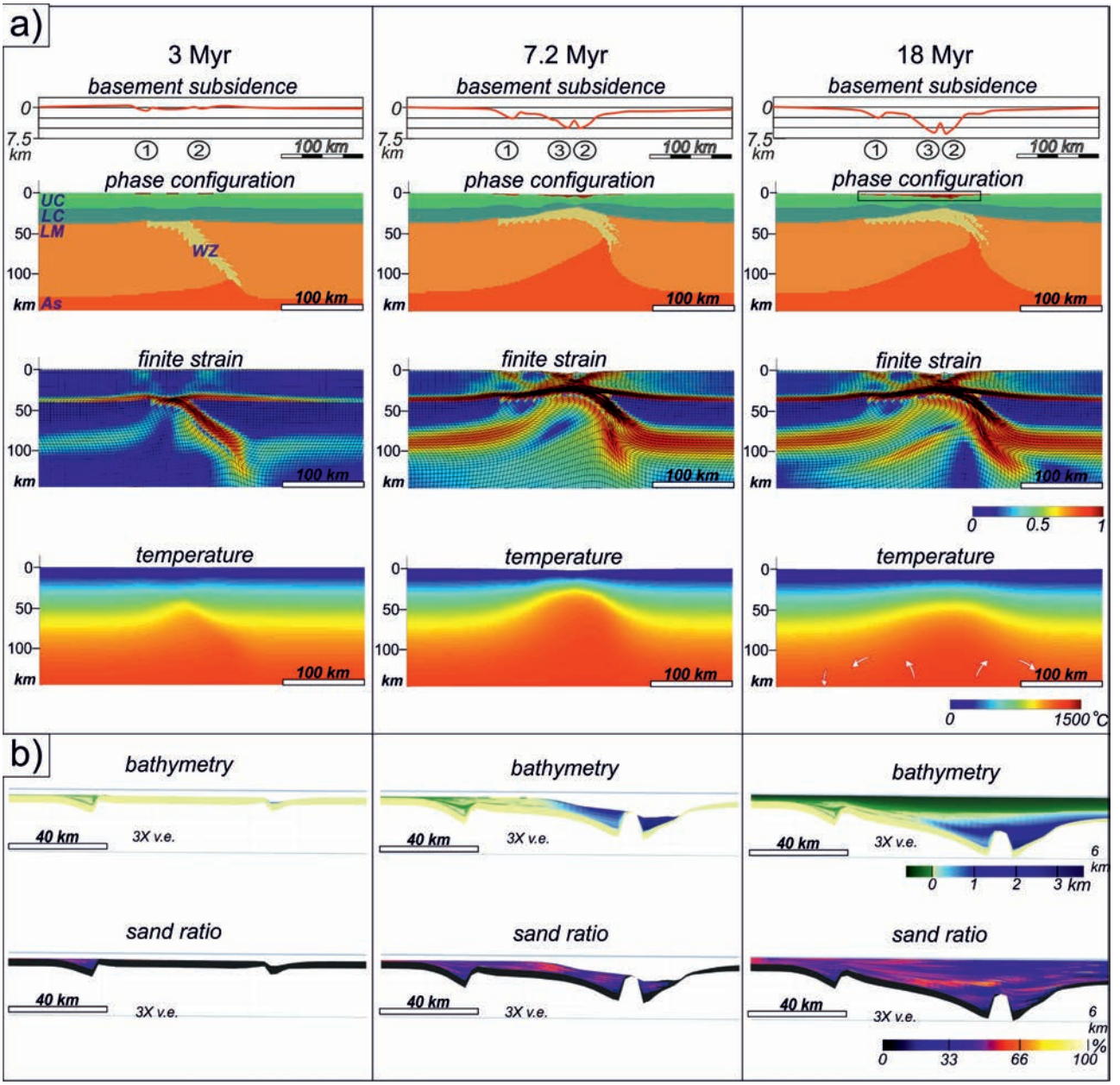


Figure 2. Evolutionary model of the (a) thermo-mechanical and (b) stratigraphic experiments. Results are shown during the syn-rift (3 Myr), at the transition from syn- to post-rift times (7.2 Myr) and after further 10.8 Myr post-rift evolution. Numbers above the phase configuration results show the gradual opening of the sedimentary sub-basins. Dark red colour in the depocenters in the phase configuration panels indicates the sedimentary infill. Bathymetry and sand ratio results are shown in cross sections through the centre of the 3D model. Note that thick sand bodies deposit in the topsets and in the uppermost part of the foresets of the prograding shelf-margin slopes and further sand portions are also transported at ~40 km distance from the shore

2. ábra. *A termo-mechanikus (a) és rétegtani numerikus modell (b) eredményei a szinrift fázis során (3 millió évnél), a szinrift fázis végén (7,2 millió évnél) és a modellezés legvégén. A számok a „litológiai" fázisösszetétel ábrák fölött az egyes félárkok kinyílásának sorrendjét jelölik, a sötétvörös szín a depocenterekben a lerakódott üledékfázist jelöli. A vízmélység és a durva szemcsés üledékek arányának modelleredményeit 2D szelvényként ábrázoltuk a 3D modell közepén keresztül. Jelentős mennyiségű durva szemcsés üledék a selfperem közelében található, illetve részben a mély vízben a lejtő lábánál, legfeljebb 40 km távolságra a parttól*

ing sand and mud fractions (*Figure 1, b–c*). Furthermore, the eroding footwalls of the depocentres represent internal sources of cobble fraction. Sediment and water discharge values were imposed based on natural examples from rivers such as the Danube (*Table II*). Each model voxel is built up by the mixture of sand, mud and basement derived cobbles that are visualised by their proportion in *Figure 2*. The numerical calculation time step is variable from hundreds of years up to 20 kyr. The vertical resolution of the experiment varies between tens, up to hundreds of metres. We illustrate and interpret our stratigraphic model results by bathymetry, sand ratio, sedimentation/erosion rate and water current flux of each voxel at certain time steps (see later *Figures 2–6*). Based on these attributes we were able to make a differentiation between small-scale coarse-grained deltas evolving in shallow water depth, large-scale mostly fine-

Table II. Parameters of the 3D stratigraphic forward modelling. For details see GRANJEON (2014) and BALÁZS et al. (2017b).

II. táblázat. *Rétegtani numerikus modellparaméterek. A modellezés részletes leírása megtalálható korábbi tanulmányokban (GRANJEON 2014, BALÁZS et al. 2017b)*

Horizontal model dimension		150 km × 120 km	
Horizontal model resolution		2.5 km	
Vertical resolution		variable ~1–100 m	
Water flow exponential, n		1.4	
Slope exponential, m		1.3	
External source sand/mud ratio		3/7	
Sediment class	Basement	Sand	Mud
Grain size [mm]	4	0.25	0.0035
Gravity-driven coefficient [km^2/kyr]	0.01	0.03	0.03
Water-driven continental coefficient [km^2/kyr]	80	80	160
Water-driven marine coefficient [km^2/kyr]	0.08	0.08	0.8

Experiment	Max. syn- and post-rift basement subsidence	Max. erosion rate	Maximum sediment supply	Maximum long-term water discharge	Short-term / long-term discharge ratio
Dionisos	4.25 km, 2 km	300 m/Myr	9000 km^3/Myr	2000 m^3/s	18

grained shelf-margin slopes, coarse-grained lobes in the deep water and footwall derived fans in the proximity of the eroding footwalls.

Model results

Our lithospheric-scale numerical experiment shows the formation of an asymmetric extensional basin system, where deformation is mainly controlled by the reactivation of the suture zone that evolves into a lithospheric-scale detachment. This specific scenario is analysed in details in previous studies (BALÁZS et al. 2017a, 2018a); here we only describe the main observations that are essential for the subsequent stratigraphic modelling.

Thermo-mechanical model results

The first 2 Myr of extension is dominantly controlled by the rapid lithospheric mantle thinning due to strain localisation along the weak zone leading to initial surface uplift (*Figures 2, a* and *3, a*). Low offset normal faults are initially distributed over a larger area creating limited accommodation space. The continuation of extension is characterised by gradual strain localisation in the crust leading to the development and subsidence of distinct half-graben depocentres and uplift of their footwalls. The first two half-grabens form near the margin of the underlying suture zone, while younger structures develop towards the centre of the system. Upper crustal thinning is accommodated by ductile lower crustal shearing. Domains of maximum and minimum thinning are opposed in the upper and lower crust. The rapid asymmetric ascent of the asthenosphere is associated with advective redistribution of the weak suture zone beneath the crust, which localises deformation and controls the migration of extensional deformation from the margins to the centre of the overlying crust. This asymmetric rifting thins the crust from the initial 40 km to 18 km and the lithospheric mantle from 95 km to 30 km. After 7.2 Myr when the extensional velocity is set to zero mirroring the termination of syn-rift extension the asthenospheric uprise is attenuated to a more symmetrical geometry controlled by an overall post-rift cooling in the centre and also by the development of small-scale convective cells beneath the basin margins. The lateral heat transport from the asthenospheric anomaly contributes to the uplift and erosion of the basin margins. Sediments are gradually re-distributed in the basin centre resulting in flexural deformation of the weak lithosphere (*Figure 2, a*). This mechanism enhances differential vertical movements during the "post-rift" phase.

Basin subsidence history

The above described large-scale tectonic processes lead to a specific scenario of basin subsidence and uplift events that is valid for extensional back-arc domains (for details see BALÁZS et al. 2017a). We have followed the formation and evolution of three distinct half-grabens (i.e. basement subsidence history in *Figure 3*), where the location of the basins and faults are not pre-imposed, but dynamically formed during extension. The specific back-arc rheology (i.e. initial thick and hot crust) and the hydrated mantle weak zone control a specific basin history (HERON et al. 2016, BALÁZS et al. 2018a). The evolution of the topography indicates an initial gentle uplift event that is followed by diachronous localised hanging-wall subsidence and footwall uplift. Depocentres record variable subsidence rates during their syn-rift extension controlled by the migration of extensional deformation and by the balance between the gradual formation of new faults and shear zones in the upper and lower crust and the fast thinning of the lithospheric mantle (red colour in *Figure 3, c* indicates shear zones).

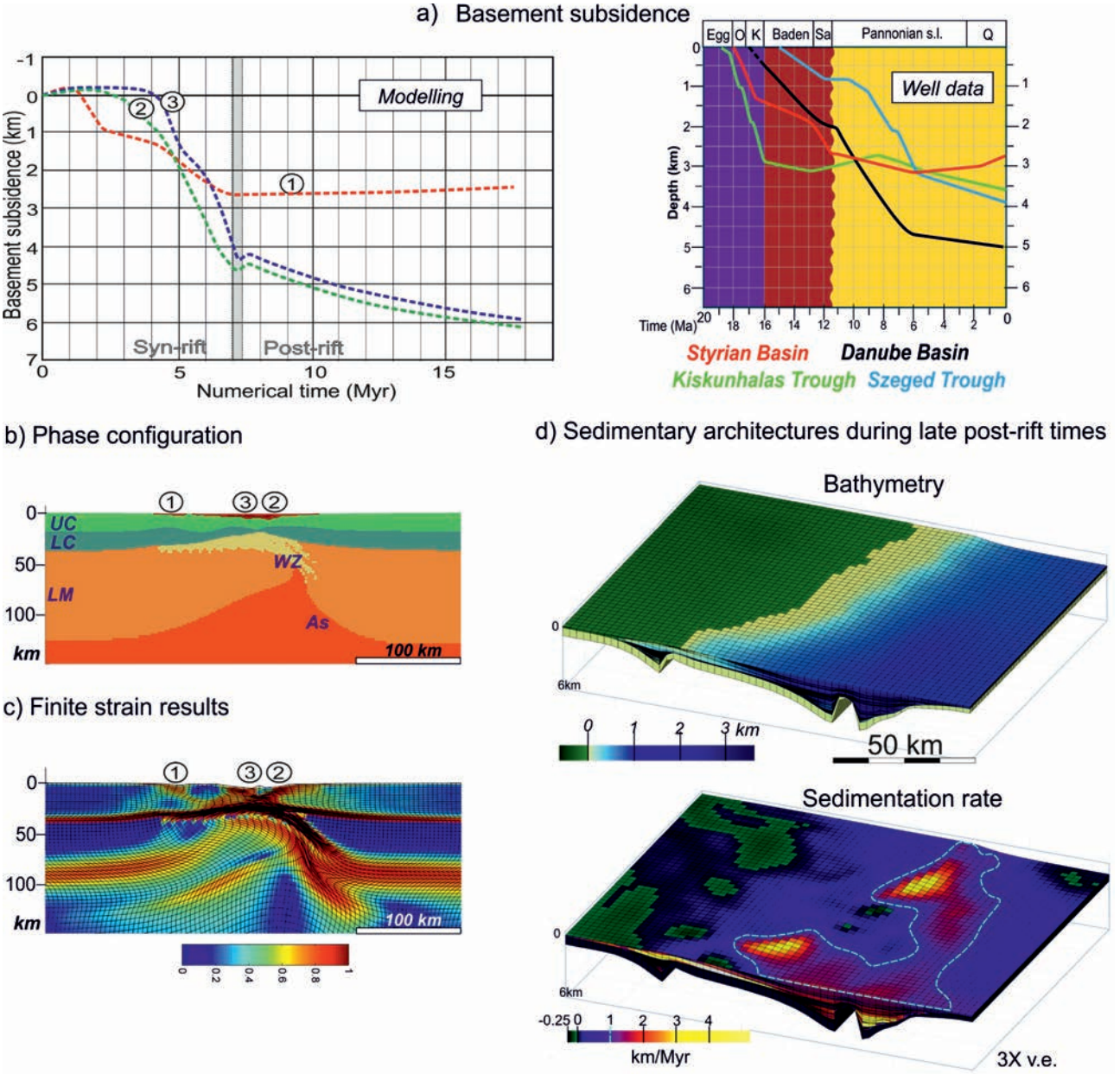


Figure 3. (a) Basement subsidence curves extracted from the thermo-mechanical simulation from the three depocentres (top left) and compared with backstripped well data from the Pannonian Basin depocentres (top right). Numbers 1–3 correspond to the modelled half-grabens also shown in the phase configuration (b) and finite strain results (c). (d) Bathymetric and sedimentation rate results during the post-rift phase (at 10 Myr) in the stratigraphic model. Note the high rates of sedimentation along the active delta systems on the shelf and in the deep basin controlled by high-energy currents contoured by blue dashed line

3. ábra. *(a) Aljzatsüllyedési görbék a termo-mechanikus modellezés által számolva (balra) és fúrási adatokból származó értékek a Pannon-medencéből (jobbra). A számok (1–3) a depocentereket jelölik a fázisösszetétel (b) és deformációs értékek esetén (c). (d) Vízmélység és szedimentációs ráta érékei a poszt-ift fázis során, 10 millió évnél. A magas értékek (kék szaggatott vonallal kiemelve) két aktív deltarendszert jelölnek a selfen, illetve mélyvízi lebenyek fejlődését a mély vízben*

A short-lived uplift event at the transition from syn- to post-rift evolution is created by the rapid cessation of extension, which simulates the transition from rapid roll-back to collision in the evolution of an extensional back-arc basin, such as the Pannonian Basin. This uplift is controlled by the reorganisation of the stresses in the crust and lithosphere due to the change of the boundary forces; extensional velocity decreases, but the elevated asthenosphere still pushes the surrounding lithosphere and also ductile lower crustal deformation occurs (see also Burov & Poliakov 2001). The subsequent post-rift subsidence rates are dependent on the inherited crustal/lithospheric thinning and the rate of erosion and sedimentation. Ongoing thermal and flexural effects control the uplift of the margins of the extensional basin system, while post-rift cooling, sediment loading, flexure and gentle lower crustal deformation leads to ca. 2 km post-rift subsidence of the basin centre (*Figure 3*). Thermo-mechanical modelling infers that differential vertical movements are enhanced by lithospheric flexure linked to erosional unloading of the margins and sedi-

mentary loading of the thermally weakened lithosphere in the centre. Note that the oldest half-graben (no. 1 in *Figure 2* and *3*) is also affected by post-rift uplift during this late stage, while subsidence continues in younger depocentres in the centre of the basin system.

Stratigraphic model results

High-resolution stratigraphic evolution of the syn-rift depocentres and post-rift environments are modelled by DionisosFlow (GRANJEON & JOSEPH 1999, GRANJEON 2014) using the basement subsidence history generated by Flamar (*Figure 3*). During early syn-rift evolution significant accommodation space is created only in the first half-graben that is fed by the external sediment source defined at the model boundary, creating alluvial to shallow delta deposits. Furthermore, footwall derived fans are deposited at the proximity of its boundary fault (*Figure 2, b* and *4*). From 3 Myr the second half-graben records higher subsidence rates, from 4 Myr the third sub-basin evolves in between the first two (*Figure 3, a*). By the end of syn-rift times at 7.2 Myr the first half-graben is filled mostly by shallow water deltas, while deep water sediments only deposited between 6–7 Myr, when subsidence rates reach their highest values. The second sub-basin located farther from the external source evolves as a starving basin during the syn-rift phase and is also separated by a more proximal third half-graben. Sedimentary transport routes concentrate towards this proximal depocentre preventing sedimentation in the distal half-graben, where only footwall-derived fans are deposited (*Figure 2, b and 4*). The separating footwall in the middle of the model area gradually subsides beneath the water-level; only from 6 Myr onwards high energy currents simulating turbidity flows reach the second depocentre (*Figure 4*).

At the beginning of post-rift evolution 1–1.75 km water depth has been inherited from the prior syn-rift subsidence for the second and third depocentres (*Figure 2*), while the first half-graben area only records alluvial deposition (*Figure 4*). The latter water depth gradually decreased due to progradation of a large delta and shelf-margin slope system (*Figure 3, d*). Coarse-grained sediments are deposited in the shelf and at the toe of slope, while the shelf-margin slope remains mainly fine-grained (*Figure 2*). Sand lobes are transported at larger distances during periods of wet climate,

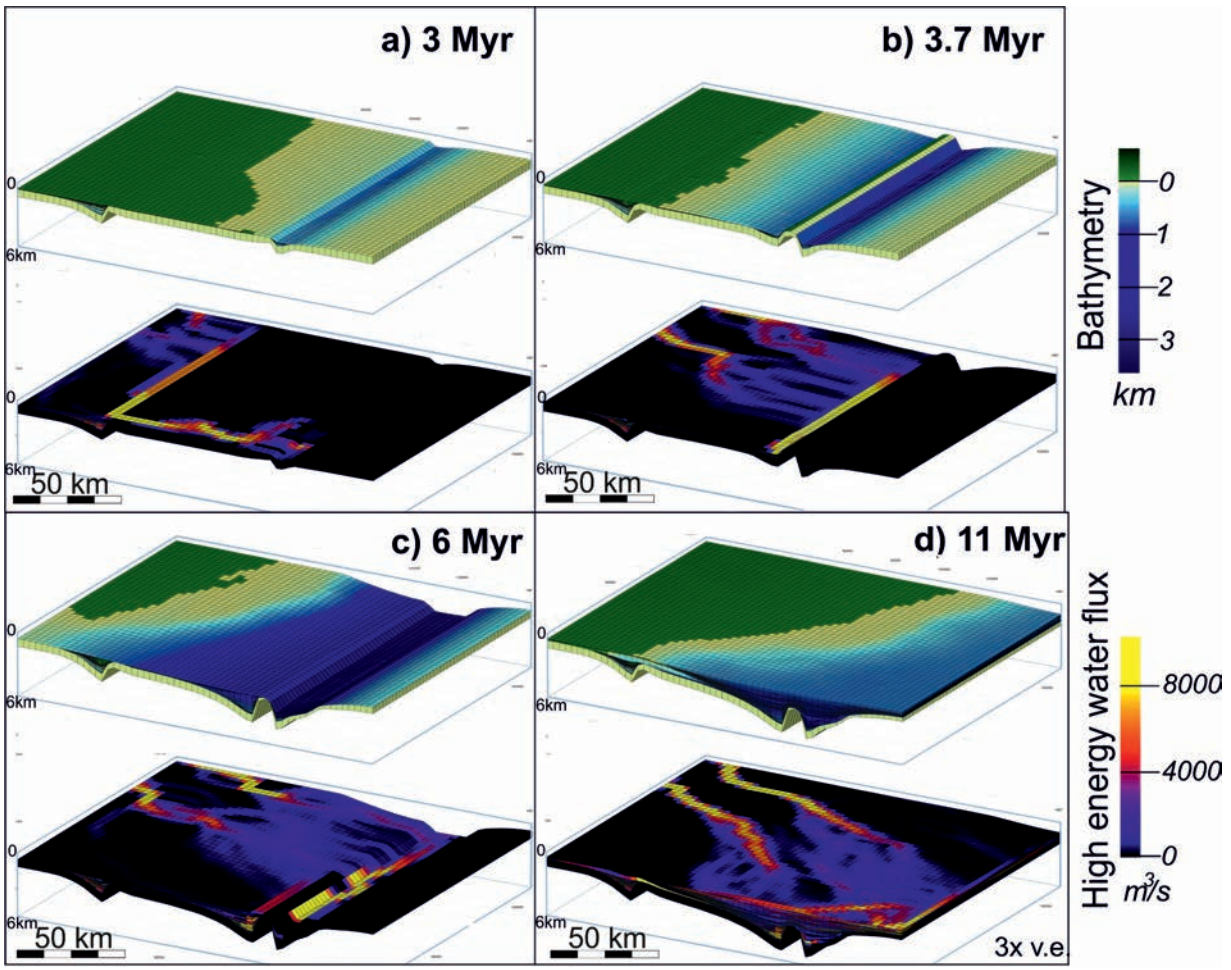


Figure 4. (a–d) Bathymetric and water flow flux evolution in the stratigraphic model

4. ábra. *(a–d) Vízmélység és vízáramlási ráta modelleredmények a rétegtani modellezés során*

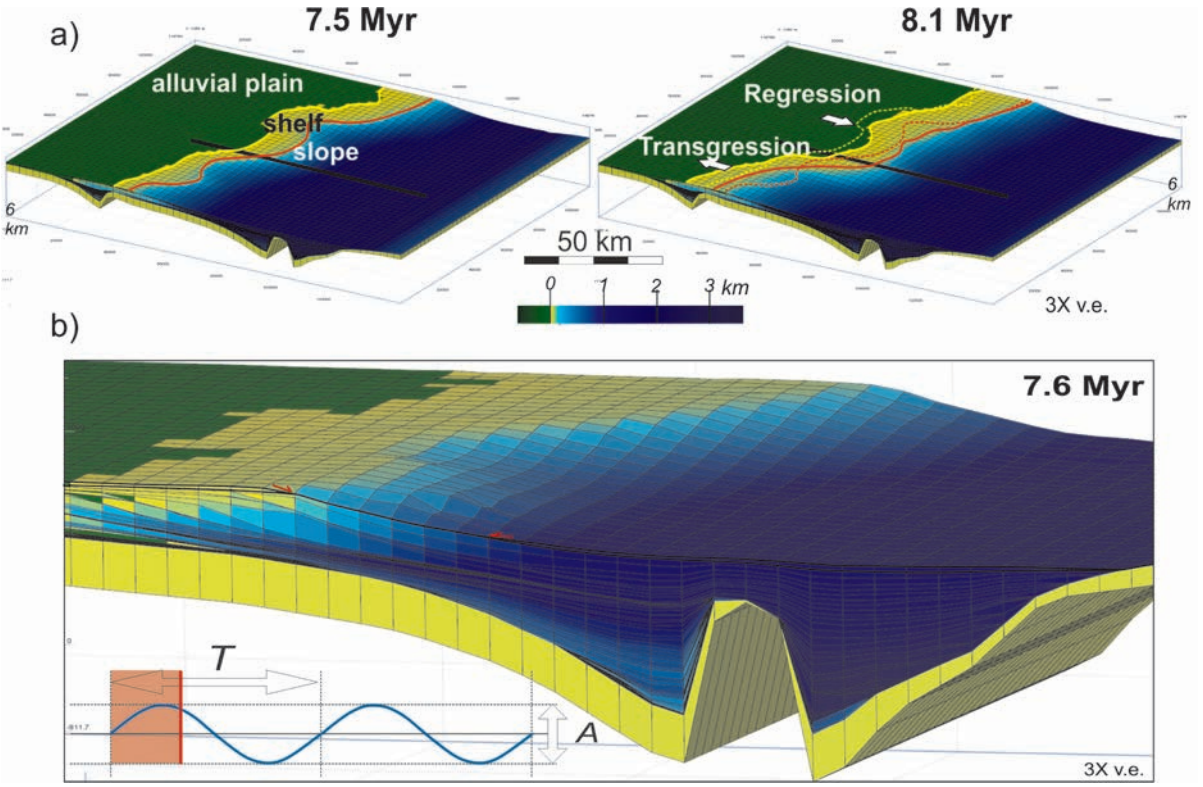


Figure 5. Bathymetry snapshots showing the overall late post-rift regression. (a) Oblique top-view figures show coeval transgression and regression along the shelf due to laterally variable sedimentation rate. Yellow and orange colours indicate the shoreline and the shelf-edge at 7.5 Myr (left) and 8.1 Myr (right), respectively. Dashed lines in the right figure indicate the older lines correspond to 7.5 Myr (numerical time). (b) Zoomed figure indicate the stacking pattern and reflection terminations at highstand condition

5. ábra. *Vízmélység-modell eredmények a medence posztrift feltöltődése során. (a) Egyidejű transzgresszió és regresszió kialakulása a selfen laterálisan változó szedimentációs ráta által. Míg az üledékforráshoz közelebbi selfterületen mind a part (sárga vonal), mind a selfperem (narancs vonal) a medence irányába mozdul el, addig a forrástól távolabb ekkor a selfen nincsen aktív delta, amely nagy mennyiségű üledéket szállítana, így itt a partvonal a szárazföld felé mozdul el. (b) Kinagyított részlet a modell közepéből, amely mutatja egy kis delta lelapolódását a selfen és a mély vízben kialakuló tengeri rálapolódást a lejtőre*

when water discharge values are increased (*Figure 3, d*). Lateral migration of the active delta system on the shelf and lobe switching creates onlap surfaces without changing the subsidence rate or changing the boundary water and sediment discharge (VAN DIJK et al. 2009, BALÁZS et al. 2017b). Our modelling also shows coeval transgression and regression controlled by the lateral variability of sedimentation rate along the shelf due to the migration of the delta system (*Figure 5, a*). Eustatic water-level changes strongly modifies the overall stratal stacking pattern (POREBSKI & STEEL 2003, HENRIKSEN et al. 2011) creating coastal and marine onlap and downlap terminations and also determines the shelf morphology (*Figure 5, b*). Finally, between 7.2 and 12 Myr (numerical time), this system progrades ca. 100 km leading to alluvial sedimentation in the entire model domain.

Comparison with observations from the Pannonian Basin

The joint thermo-mechanical and stratigraphic model results provide critical insights into the kinematics of extension and the sedimentary architecture of extensional basins floored by continental crust and mainly sourced by sediments from one dominant direction.

The Pannonian Basin of Central Europe (*Figure 6*) is a continental back-arc basin (HORVÁTH & ROYDEN 1981), where the ca. 250 km of Early to Late Miocene extension (BALÁZS et al. 2017a) was controlled by subduction and slab roll-back along the Carpathians and Dinarides (HORVÁTH et al. 2015, MATENCO et al. 2016). Extension affected a thick and hot orogenic crust and a heterogeneous lithosphere with inherited suture zones (CSONTOS & VÖRÖS 2004, USTASZEWSKI et al. 2010) leading to asymmetric extensional evolution (TARI et al. 1999, BALÁZS et al. 2018a). In agreement with our modelling extensional deformation migrated from the basin margins towards its centre, creating half-grabens with sedimentary thicknesses up to 7 km (*Figure 3, a*). Oldest depocentres are located today at the periphery of the larger Pannonian Basin system, that are often characterised by ca. 0.1 km/Myr post-rift uplift, such as the Styrian Basin (EBNER & SASCHENHOFER 1995), the westernmost Danube Basin, Sava Basin, the East Slovakian Basin or the subbasins near the Apuseni Mountains margin (*Figure 6*). This long wavelength deformational pattern infers the role of deep Earth processes. Our numerical modelling does not include shortening or contractional deformation. The uplift of the basin margins is caused by the

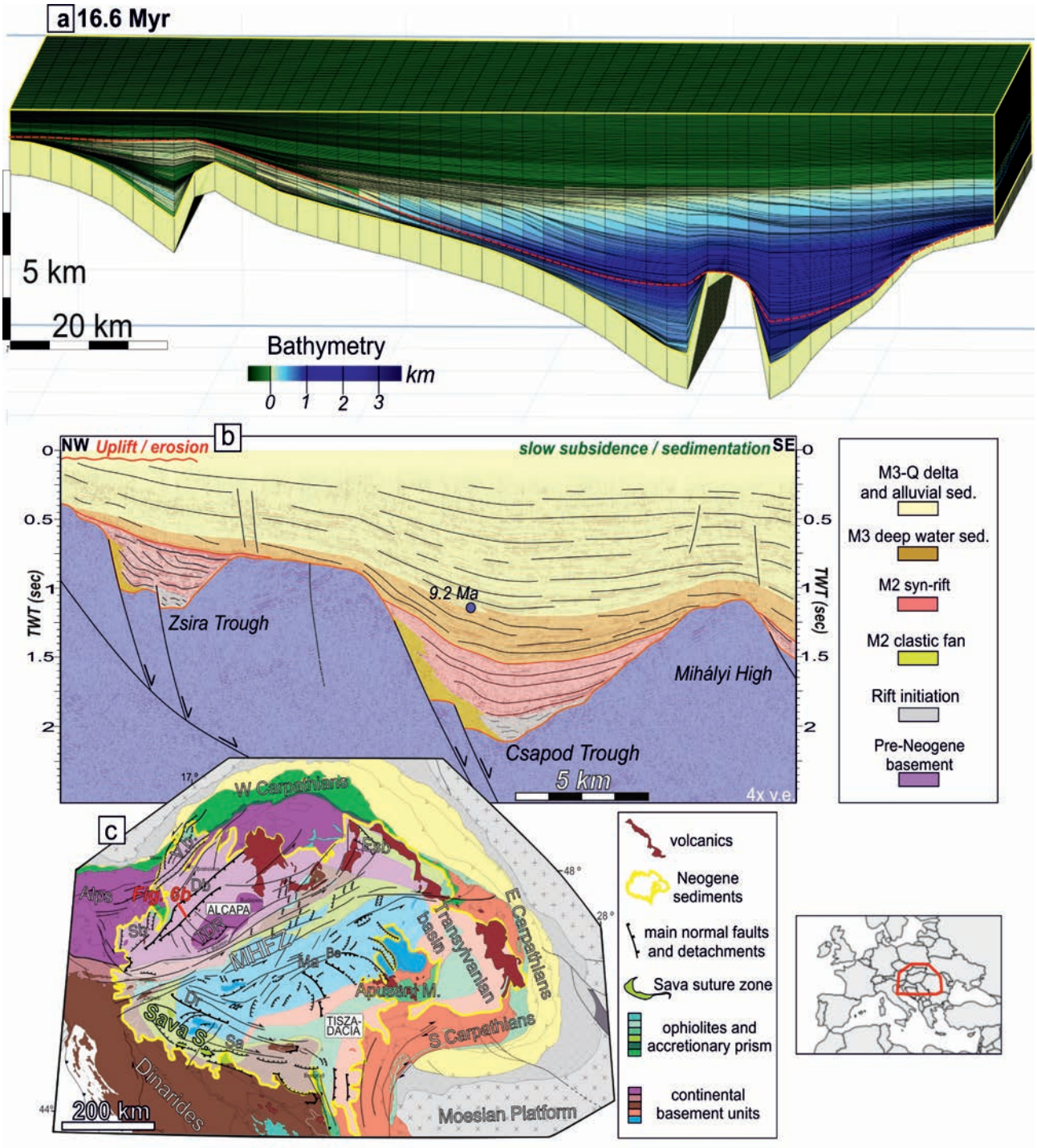


Figure 6. Comparison of the model results with seismic data from the Danube Basin. (a) Final palaeo-water depth result of the experiments. Note the contrasting syn- and post-rift sedimentary thicknesses in the depocentres and the different stratigraphic geometries, unconformities and correlative conformities. Red line indicates the horizon bounding syn- and post-rift times. (b) Interpreted reflection seismic section from the western part of the Pannonian Basin. Orange line indicates the base Neogene unconformity, red line indicates the base of the Late Miocene (Pannonian) sediments. (c) Tectonic map of the Pannonian Basin indicating the main Miocene extensional structures. Db = Danube Basin, TDR = Transdanubian Range, Vb = Vienna Basin, Sa = Sava Subbasin, Dr = Dráva Subbasin, Ki = Kiskuhalas Subbasin, Ma = Makó Subbasin, Be = Békés Subbasin, ESb = East Slovakian Basin, Sb = Styrian Subbasin. Note the suture zones at the Dinaridic and Carpathian margins of the basin. Pre-Neogene basement map is modified after SCHMID et al. (2008)

6. ábra. *Modelleredmények összevetése értelmezett szeizmikus szelvénnyel a Kisalföldről. (a) Végső vízmélységfejlődés a numerikus modellezés végén. A piros horizont azt az időpillanatot képezi le, amikor a szinrift extenziós sebességek nullára csökkentek. (b) A szeizmikus szelvényen értelmezett narancs horizont a miocén üledékek talpán található unkonformitást, a piros horizont a pannóniai talpat jelöli. (c) A Kárpát–Pannon térség tektonikai térképe a főbb miocén szerkezetekkel. Db = Duna-medence/Kisalföld, TDR = Dunántúli-középhegység, Vb = Bécsi-medence, Sa = Száva-árok, Dr = Dráva-árok, Ki = Kiskunhalasi-árok, Ma = Makói-árok, Be = Békési-medence, Sb = Stájer-medence. A medence kialakulásában szerepet játszott a dinári és kárpáti peremeken található, ellentétes polaritású két örökölt szutúra (USTASZEWSKI et al. 2010, BALÁZS et al. 2018a). A preneogén medencetérkép SCHMID et al. (2008) alapján lett módosítva*

lateral heat transport from the asthenospheric anomaly and by lithospheric elastic flexure linked to erosion of the basin margins and sediment redistribution in the centre (Balázs et al. 2017a). In the case of the Pannonian Basin, neotectonic inversion and positive reactivation of Miocene normal faults accentuates the uplift of the south-western margin of the basin and increases the amplitude of basin flexure (Horváth & Cloetingh 1996, Bada et al. 2007, Dombrádi et al. 2010).

Our stratigraphic model results show fairly good similarity with seismic sections from the Pannonian Basin (*Figure 6*). Syn-rift depocentres that were located in the proximity of their source regions like the Zsira Trough in the Danube Basin (*Figure 6*) or the Kiskunhalas Trough in the Great Hungarian Plain (Balázs et al. 2017b) show similar tectonics controlled transgressive-regressive cycles like our modelled half-graben (no. 1 in *Figure 2* and *4*). However, depocentres that were located at larger distance from the main sediment sources during their syn-rift evolution, like the Late Miocene Makó Trough (*Figure 6*) were probably characterised by 1–1.6 km palaeo-bathymetry as sedimentation did not take pace with the fast subsidence during their rift climax (Sztanó et al. 2013, Balázs et al. 2017b). In agreement with seismic and well data from the post-rift fill of the basin we simulated the progradation of a large-scale shelf-margin slope clinoforms connecting the shelf and the deep basin and small prograding deltas on the shelf (*Figure 5;* Uhrin & Sztanó 2011, Magyar et al. 2013, Sztanó et al. 2013). Similar to our model results, the decompacted height of such Pannonian clinoforms is ca. 600–1 000 metres with a dip angle of ca. 3–8 degrees (Balázs et al. 2018b). Clinoforms are overlying turbidites and deep water marls deposited in even larger water depths up to 1 600 meters (cf., Balázs et al. 2017b). We simulated unconformities within the post-rift infill caused by auto-cyclic processes, such as lobe switching as observed on seismic data imaging the Pannonian sediments (Uhrin & Sztanó 2011, Balázs et al. 2017b). Finally, our modelled basin architecture shows the overall syncline geometry in the basin centre resembling the ongoing subsidence, gentle anticline geometries above buried footwalls created by differential compaction and erosional unconformities and thinning of the post-rift strata towards the basin margins controlled by their post-rift uplift (*Figure 3* and *6*).

Conclusions

We have conducted a new numerical modelling procedure by combining the 2D thermo-mechanical code Flamar (Burov & Yamato 2008) and the 3D stratigraphic code DionisosFlow (Granjeon 2014). Its application yields new insights into the links between deep Earth and surface processes shaping sedimentary basins. We have simulated the asymmetric extension of a heterogeneous lithosphere containing an inherited suture zone. Within the basin, domains of minimum upper crustal thinning are affected by higher values of lower crustal thinning due to ductile lower crustal flow. This infers that areas without observed major brittle faults, such as the Transdanubian Range or the Apuseni Mountains are also characterised by significantly thinner crust than their pre-rift architecture had. We have analysed the subsidence of a system of half-grabens. Their syn- and post-rift subsidence and uplift rates and thermal history is connected to their position with respect to the inherited suture zone, such as the Sava Zone of the Dinaridic margin. This asymmetric extensional evolution is extracted for the subsequent stratigraphic and further basin modelling studies.

The stratigraphic model simulated the sedimentary facies distribution in the extensional basin system. Thick coarse-grained sediments are deposited during the rift initiation phase associated with low subsidence rate and during the rift climax period along the boundary faults and in the hanging wall flank of the basins fed by the eroding footwall and delta systems. During the post-rift phase sand mainly accumulates on the shelf and at the toe of slope. High energy current during wet climate, i.e. turbidity flows can transport sand bodies at larger distances. We modelled and analysed transgressive-regressive sedimentary cycles controlled by tectonics, eustasy and sedimentary auto-cyclic processes, such as lobe switching. Our modelling also yields large palaeo-water depth variations between and in the depocentres. Low-order tectonic-driven cycles developed in the half-graben in the proximity of the sedimentary source, while other depocentres remained underfilled during their syn-rift evolution, such as the Late Miocene Makó Trough.

The necessary next advance in a similar tectono-sedimentary model needs to be built on the integration of 3D thermo-mechanical methods with the stratigraphic approach. For the case of the Pannonian Basin, the 3D modelling of further subduction dynamics will be crucial. Such a challenging scientific goal for the development of a fully coupled 3D numerical method that can bridge the gap between the different timescales of deep Earth and sedimentary processes will provide further progress in understanding the dynamics of extensional basins.

Acknowledgements

We dedicate this article to the memory of Frank Horváth, who largely improved our knowledge on the formation and evolution of the Pannonian Basin. All numerical simulations presented in this paper have been conducted at Utrecht University, the Netherlands. Katharina Vogt and Thomas François are acknowledged for their kind support in numerical modelling. Orsolya Sztanó and László Fodor are thanked for the fruitful discussions. Alexander Koptev and Thomas François are thanked for their helpful and constructive comments. The stratigraphic numerical code used in this study can be requested by contacting Beicip-Franlab (www.beicip.com). We thank Beicip-Franlab for providing an academic license for DionisosFlow.

References — Irodalom

BADA, G., HORVÁTH, F., DÖVÉNYI, P., SZAFIÁN, P., WINDHOFFER, G. & CLOETINGH, S. 2007: Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian Basin. — *Global and Planetary Change* **58,** 165–180. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.01.007

BALÁZS, A., BUROV, E., MATENCO, L., VOGT, K., FRANCOIS, T. & CLOETINGH, S. 2017a: Symmetry during the syn- and post-rift evolution of extensional back-arc basins: the role of inherited orogenic structures. — *Earth and Planetary Science Letters* **462,** 86–98. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.01.015

BALÁZS, A., GRANJEON, D., MATENCO, L., SZTANÓ, O. & CLOETINGH, S. 2017b: Tectonic and climatic controls on asymmetric half-graben sedimentation: Inferences from 3-D numerical modeling. — *Tectonics* **36,** 2123–2141. https://doi.org/10.1002/2017TC004647

BALÁZS, A., MATENCO, L., VOGT, K., CLOETINGH, S. & GERYA, T. 2018a: Extensional polarity change in continental rifts: inferences from 3D numerical modeling and observations. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **123,** 8073–8094. https://doi.org/10.1029/2018jb015643

BALÁZS, A., MAGYAR, I., MATENCO, L., SZTANÓ, O., TŐKÉS, L. & HORVÁTH, F. 2018b: Morphology of a large paleolake: analysis of compaction in the Miocene-Quaternary Pannonian Basin. — *Global and Planetary Change* **171,** 134–147. https://doi.org/10.1016/j.glopl acha.2017.10.012

BÉKÉSI, E., LENKEY, L., LIMBERGER, J., PORKOLÁB, K., BALÁZS, A., BONTÉ, D., VRIJLANDT, M., HORVÁTH, F., CLOETINGH, S. & VAN WEES, J-D. 2017: Subsurface temperature model of the Hungarian part of the Pannonian Basin. — *Global and Planetary Change* **171,** 48–64. https://doi.org/10.1016/j.glopl acha.2017.09.020

BIALAS, R. & BUCK, W. R. 2009: How sediment promotes narrow rifting: Application to the Gulf of California. — *Tectonics* **28,** TC4014, https://doi.org/10.1029/2008TC002394

BUROV, E. 2007: The role of gravitational instabilities, density structure and extension rate in the evolution of continental margins. — *Special Publications of the Geological Society of London* **282,** 139–156. https://doi.org/10.1144/sp282.7

BUROV, E. & POLIAKOV, A. 2001: Erosion and rheology controls on syn and post-rift evolution: verifying old and new ideas using a fully coupled numerical model. — *Journal of Geophysical Research* **106,** 16461–16481.

BUROV, E. & YAMATO, P. 2008: Continental plate collision, P-T-t-z conditions and unstable vs. stable plate dynamics: Insights from thermo-mechanical modelling. — *Lithos* **103,** 178–204. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.09.014

CARTER, N. L. & TSENN, M. C. 1987: Flow properties of continental lithosphere. — *Tectonophysics* **136,** 27–63.

CHOPRA, P. N. & PATERSON, M. S. 1984: The role of water in the deformation of dunite. — *Journal of Geophysical Research* **89,** 7861–7876. https://doi.org/10.1029/jb089ib09p07861

CUNDALL, P. A. 1989: Numerical experiments on localization in frictional materials. — *Archive of Applied Mechanics* **59,** 148–159. https://doi.org/ 10.1007/bf00538368

CSATÓ, I., GRANJEON, D., CATUNEANU, O. & BAUM, G. R. 2013: A three-dimensional stratigraphic model for the Messinian crisis in the Pannonian Basin, eastern Hungary. — *Basin Research* **25,** 121–148. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2012.00553.x

CSATÓ, I., CATUNEANU, O. & GRANJEON, D. 2014: Millennial-scale sequence stratigraphy: numerical simulation with Dionisos. — *Journal of Sedimentary Research* **84,** 394–406. https://doi.org/10.2110/jsr.2014.36

CSONTOS, L. & VÖRÖS, A. 2004: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **210,** 1–56. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.02.033

DOMBRÁDI, E., SOKOUTIS, D., BADA, G., CLOETINGH, S. & HORVÁTH, F. 2010: Modelling recent deformation of the Pannonian lithosphere: Lithospheric folding and tectonic topography. — *Tectonophysics* **484,** 103–118. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.09.014

EBNER, F. & SASCHENHOFER, R. F. 1995: Palaeogeography, subsidence and thermal history of the Neogene Styrian Basin (Pannonian basin system, Austria). — *Tectonophysics* **242,** 133–150. https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00155-3

FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYŐRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogene. Blackwell Sciences, *Special Publications of the Geological Society of London*, Oxford, 295–334. https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.156.01.15

FRANÇOIS, T., BUROV, E., MEYER, B. & AGARD, P. 2013: Surface topography as key constraint on thermo-rheological structure of stable cratons. — *Tectonophysics* **602,** 106–123. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.10.009

FRANÇOIS, T., KOPTEV, A., CLOETINGH, S., BUROV, E. & GERYA, T. 2018: Plume-lithosphere interactions in rifted margin tectonic settings: Inferences from thermo-mechanical modelling. — *Tectonophysics* **746,** 138–157. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.027

GERYA, T. V. 2010: *Introduction to numerical geodynamic modelling.* — Cambridge, UK: Cambridge University Press, 345 p. https://doi.org/10.1017/CBO9780511809101

GRANJEON, D. 2014: 3D forward modelling of the impact of sediment transport and base level cycles on continental margins and incised valleys. — *International Association of Sedimentologist Special Publ*ication **46,** 453–472. https://doi.org/10.1002/ 9781118920435.ch16

GRANJEON, D. & JOSEPH, P. 1999: Concepts and applications of a 3-D multiple lithology, diffusive model in stratigraphic modeling. — In: HARBAUGH, J. W., WATNEY, X. L., RANKEY, E. C., SLINGERLAND, R., GOLDSTEIN, R. H. & FRANSEEN, E. K. (eds): Numerical experiments in stratigraphy. *Recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations* **62,** 197–210. Tulsa, Society for Sedimentary Geology. https://doi.org/10.2110/pec.99.62.0197

GRIFFITHS, C. M., DYT, C., PARASCHIVOIU, E. & LIU, K. 2001: Sedsim in hydrocarbon exploration. — In: MERRIAM, D. & DAVIS, J. C. (eds): *Geologic modeling and simulation.* New York: Kluwer Academic. 71–97. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-1359-9_5

HENRIKSEN, S., HELLAND-HANSEN, W. & BULLIMORE, S. 2011: Relationship between shelfedge trajectories and sediment dispersal along depositional dip and strike: a different approach to sequence stratigraphy. — *Basin Research* **23,** 3–21. https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2010.00463.x

Heron, P. J., Pysklywec, R. N. & Stephenson, R. 2016: Lasting mantle scars lead to perennial plate tectonics. — *Nature Communications* **7,** 11834. https://doi.org/10.1038/ncomms11834

Horváth, F. & Cloetingh, S. 1996. Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **266,** 287–300. https://doi.org/10.1016/s0040-1951(96)00194-1

Horváth, F. & Faccenna, C. 2011: Central Mediterranean mantle flow system and the formation of the Pannonian basin. — *Geophysical Research Abstracts* **13,** EGU2011-8894-2

Horváth, F. & Royden, L. 1981: Mechanism for formation of the intra-Carpathian basins: a review. — *Earth Evolution Sciences* **1,** 307–316.

Horváth, F., Musitz, B., Balázs, A., Végh, A., Uhrin, A., Nádor, A., Koroknai, B., Pap, N., Tóth, T. & Wórum, G. 2015. Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. — *Geothermics* **53,** 328–352. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.009

Horváth, F., Dövényi, P., Szalay, Á. & Royden, L. H. 1988: Subsidence, thermal and maturation history of the Great Hungarian Plain. — In: Royden, L. H. & Horváth, F. (eds): The Pannonian Basin. — *American Association of Petroleum Geologists Memoirs* **45,** 355–372.

Huet, B., Pourhiet, L. L., Labrousse, L., Burov, E. & Jolivet, L. 2011: Post-orogenic extension and metamorphic core complexes in a heterogeneous crust, the role of pre-existing nappes. — *Geophysical Journal International* **184,** 611–625. https://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04849.x

Juhász, Gy., Pogácsás, Gy., Magyar, I. & Vakarcs, G. 2007: Tectonic versus climatic control on the evolution of fluvio–deltaic systems in a lake basin, Eastern Pannonian Basin. — *Sedimentary Geology* **202,** 72–95. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.05.001

Koptev, A., Burov, E., Gerya, T., Leroy, S., Calais, E. & Jolivet, L. 2018: Plume-induced continental rifting and breakup in ultra-slow extension context: Insights from 3D numerical modeling. — *Tectonophysics* **746,** 121–137. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.03.025

Lenkey, L., Dövenyi, P., Horváth, F. & Cloetingh, S. A. P. L. 2002: Geothermics of the Pannonian Basin and its bearing on neotectonic. — In: Cloetingh, S., Horváth, F., Bada, G. & Lankreijer, A. (eds): Neotectonics and Surface Processes: the Pannonian Basin and Alpine/Carpathians System. *European Geosciences Union, Stephan Mueller Special Publications* **3,** 29–40. https://doi.org/10.5194/smsps-3-29-2002

Magyar, I., Radivojević, D., Sztanó, O., Synak, R., Ujszászi, K. & Pócsik, M. 2013: Progradation of the paleo-Danube shelf margin across the Pannonian Basin during the Late Miocene and Early Pliocene. — *Global and Planetary Change* **103,** 168–173. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.06.007

Matenco, L., Munteanu, I., Ter Borgh, M., Stanica, A., Tilita, M., Lericolais, G., Dinu, C. & Oaie, G. 2016: The interplay between tectonics, sediment dynamics and gateways evolution in the Danube system from the Pannonian Basin to the western Black Sea. — *Science of the Total Environment* **543,** 807–827. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.10.081

McKenzie, D. 1978: Some remarks on the development of sedimentary basins. — *Earth and Planetary Science Letters* **40,** 25–32. https://doi.org/10.1016/0012-821x(78)90071-7

Nagymarosy, A. & Hámor, G. 2012: Genesis and evolution of the Pannonian Basin. — In: Haas, J. (ed.): *Geology of Hungary.* Regional Geology Reviews, Springer, 149–200. https://doi.org/10.1007/978-3-642-21910-8_3

Poliakov, A. N. B., Cundall, P., Podladchilov, Y. & Laykhovsky, V. 1993: An explicit inertial method for the simulation of visco-elastic flow: An evaluation of elastic effects on diapiric flow in two or three-layers models. — In: Stone, D. B. & Runcorn, S. K. (eds): *Flow and Creep in the Solar System: Observations, Modelling and Theory, Dyn. Modell.* Flow Earth Planet Series 175–195. https://doi.org/10.1007/978-94-015-8206-3_12

Porebski, S. J. & Steel, R. J. 2003: Shelf-margin deltas: their stratigraphic significance and relation to deepwater sands. — *Earth-Science Reviews* **62,** 283–326. https://doi.org/10.1016/s0012-8252(02)00161-7

Ranalli, G. & Murphy, D. C. 1987: Rheological stratification of the lithosphere. — *Tectonophysics* **132,** 281–295. https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90348-9

Royden, L. & Keen, C. 1980: Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves. — *Earth and Planetary Science Letters* **51,** 343–361. https://doi.org/10.1016/0012-821x(80)90216-2

Schmid, S., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M. & Ustaszewski, K. 2008: The Alpine–Carpathian–Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. — *Swiss Journal of Geosciences* **101,** 139–183. https://doi.org/10.1007/s00015-008-1247-3

Schlager, W. 1993: Accommodation and supply — A dual control on stratigraphic sequences. — *Sedimentary Geology* **86,** 111–136.

Sclater, J. G., Royden, L., Horváth, F., Burchfiel, B. C., Semken, S. & Stegena, L. 1980: The formation of the intra-Carpathian basins as determined from subsidence data. — *Earth and Planetary Science Letters* **51,** 139–162. https://doi.org/10.1016/0012-821x(80)90262-9

Sztanó, O., Szafián, P., Magyar, I., Horányi, A., Bada, G., Hughes, D. W., Hoyer, D. L. & Wallis, R. J. 2013: Aggradation and progradation controlled clinothems and deep-water sand delivery model in the Neogene Lake Pannon, Makó Trough, Pannonian Basin, SE Hungary. — *Global and Planetary Change* **103,** 149–167. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.05.026

Tari, G., Dövényi, P., Dunkl, I., Horváth, F., Lenkey, L., Stefanescu, M., Szafián, P. & Tóth, T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. — In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Serrane, M. (eds): The Mediterranean Basins: Extension Within the Alpine Orogen. *Geological Society (London) Special Publication* **156,** 215–250. https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.156.01.12

Uhrin, A. & Sztanó, O. 2011: Water-level changes and their effect on deepwater sand accumulation in a lacustrine system: a case study from the Late Miocene of western Pannonian Basin, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences* **101,** 1427–1440. http://dx.doi.org/10.1007/s00531-011-0741-4

Ustaszewski, K., Kounov, A., Schmid, S., Schaltegger, U., Krenn, E., Frank, W. & Fügenschuh, B. 2010: Evolution of the Adria–

Europe plate boundary in the northern Dinarides: From continent–continent collision to back-arc extension. — *Tectonics* **29,** TC6017, https://doi.org/10.1029/2010TC002668

VAN DIJK, M., POSTMA, G. & KLEINHANS, M. G. 2009: Autocyclic behaviour of fan deltas: An analogue experimental study. — *Sedimentology* **56,** 1569–1589. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.01047.x

WILKS, K. R. & CARTER, N. L. 1990: Rheology of some continental lower crust. — *Tectonophysics* **182,** 55–77. https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90342-6

Manuscript recieved: 15/06/2019

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

149/3, 197–232., Budapest, 2019

DOI: 10.23928/foldt.kozl.2019.149.3.197

A Kárpát–Pannon térség neogén–kvarter vulkanizmusa és geodinamikai kapcsolata

HARANGI Szabolcs[1,2], LUKÁCS Réka[1]

[1]MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C;
szabolcs.harangi@geology.elte.hu és reka.harangi@gmail.com
[2]ELTE TTK FFI Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

The Neogene to Quaternary volcanism and its geodynamic relations in the Carpathian–Pannonian Region

Abstract

The Neogene to Quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian Region has a strong connection to the geodynamic evolution of the area. Professor Frank HORVÁTH's remarkable work and his personal attitude inspired us to place the volcanic activity and the magma generation in a wider plate tectonic context. The plate tectonic concept helps to understand better the areal distribution of volcanoes and the chemical composition of the erupted magmas. Professor Horváth played a fundamental role in the acceptance of plate tectonic processes in Hungary and he continuously searched explanations about the origin and development and the geological and geophysical nature of the Pannonian Basin and the surrounding areas even until the sudden end of his life. The scientific results for the last 50 years highlight that the plate tectonic concept cannot be applied routinely and integration of various fields of geosciences are necessary to obtain a better knowledge how the Earth works. The magmatic and volcanic processes should be considered from the source up to the surface, i.e. from the evaluation of the magma generation processes, through the emplacement of magma in the crust, the processes and their timescale in the magma storage system, the reason of magma withdrawal up to the mechanisms of volcanic eruptions. The advance of new geochemical techniques enabled obtaining a massive geochemical and geochronological data base on the erupted products and eruption events. This extensive data set yields a strong base to interpret the reasons of volcanism. Although the petrogenetic models are getting to be refined considerably, the emerging new questions give a perspective for further studies.

The Neogene to Quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian Region can be subdivided into four main groups: (1) eruption of silicic magmas; (2) calc-alkaline basalt-andesite-dacite-rhyolite volcanism; (3) alkaline basalt and trachyte volcanic activity and (4) eruption of potassic and ultrapotassic magmas. Extension and significant thinning of lithosphere and the continental crust played an important role in each of these volcanic activities. The onset of the rifting was coincided with eruption of andesitic to dacitic magmas at 19 to 20 Ma. This magmatism heated up the lithosphere allowing the subsequent emplacement of large volume of silicic magmas in the continental crust of the central part of the Pannonian Basin. The silicic volcanism between 17.5 and 14.4 Ma was the largest volcanic event in Europe for the last 20 Myr. The ignimbrite flare-up yielded more than 4000 km^3 cumulative volume of volcanic material and several times larger amount of magma could have remained in the crust influencing strongly its thermomechanical properties. The new zircon U–Pb dates were used not only to determine the eruption ages, but also to constrain the time of two major block rotations (16.8–17.1 Ma and 15–16 Ma, respectively) and the lifetime of the magma storages. The extensive subvolcanic magmatic systems could exist for several 100's kyr in the middle to upper crust. The volcanic ash deposits have a key-role providing a chronological framework and correlation tool in the Paratethys sedimentary sequences. The calc-alkaline volcanic rocks appear to follow principally the Carpathian orogenic belt. However, borehole data and seismic sections suggest that there are voluminous volcanic products and centres also in the interior of the Pannonian Basin. The northern segment of the volcanic belt along the Carpathians shows many differences compared to the eastern volcanic chain suggesting different origins. Volcanism at the northern segment occurred coeval with the major extension of the lithosphere. The primary magmas were formed by decompressional partial melting of the lithospheric mantle metasomatised by fluids during former (Paleogene or even earlier) subduction events. A marked change in the chemical composition of the erupted magmas can be observed around 13 Ma that indicates changes in the magma source regions. After ca. 13 Ma magma generation took place mostly in the upwelling asthenosphere leading subsequently to alkaline basaltic volcanism. On contrary, volcanism at the eastern segment occurred in a post-collisional setting, where tectonic processes appear to have controlled the magma generations and volcanic eruptions. Gradual migration of the transtensional tectonic processes led to younging of the volcanism towards south. The paroxysm of the alkaline basaltic volcanism was 5 to 2 Ma, well after the lithospheric extension. The temporal and areal distribution of the basalt volcanic fields as well as the petrogenetic modelling of bulk rock chemical composition imply derivation of the magmas by small volume

melting of heterogeneous asthenospheric mantle. The triggering mechanism of the melting events could have been asthenospheric flow along the peripheral steep lithosphere-asthenosphere boundary due to the suction effect of the Pannonian Basin thin spot. The sporadic potassic to ultrapotassic magmas represent partial melts of lithospheric mantle with extreme enrichment of trace elements. Remobilization of such material occurred partly by decompressional melting during the main rifting period but the Quaternary potassic-ultrapotassic volcanism could be related to the heating by uprising asthenospheric material along the southern margin of the Pannonian Basin. The small volume magmas ascent along a marked west-east tectonic zone.

The main period of the volcanic activity in the Carpathian–Pannonian region occurred from 17 Ma to 10 Ma, however, dozens of volcanic eruptions are known also during the Quaternary. Interpretation of the volcanic products of the last eruptions suggests that the asthenospheric mantle beneath our area is still capable to produce magma. Furthermore, the geodynamic environment still enables magma ascent and thus, there are still potential for further volcanic eruptions even though the seemingly long quiescence period since the last volcanic event. The new challenging scientific questions yield further perspective for researches to understand better the present geological and geophysical nature and the development of the Pannonian Basin involving the long-lasting volcanism carrying on Frank Horváth's deep scientific and spiritual heritage.

Keywords: Pannonian Basin, Frank HORVÁTH, plate tectonics, volcanism, magma generation, geodynamics

Összefoglalás

A Kárpát–Pannon térség neogén–kvarter vulkáni működése szorosan kapcsolódik a térség geodinamikai fejlődéséhez. Horváth Ferenc professzor munkássága, ösztönzése nagymértékben segített abban, hogy a magmaképződés eseményeit, a vulkanizmust igyekezzünk behelyezni a tágabb lemeztektonikai környezetbe. A lemeztektonika elmélete segít abban, hogy a vulkánok elhelyezkedését, a felszínre törő magma összetételét jobban megértsük. Horváth professzor jelentős szerepet játszott abban, hogy a dinamikus Föld globális modellje hazai szinten is elfogadást kapjon, és élete végéig kereste az újabb és újabb magyarázatokat, hogy feltárjuk a Pannon-medence keletkezésének okát és a kapcsolódó földtani és geofizikai eseményeket. Az elmúlt 50 év tudományos munkái azonban rámutattak arra, hogy a lemeztektonika paradigmája nem alkalmazható rutinszerűen a vulkáni működés értelmezésében, és a földtudományok különböző területeit integráló kutatások szükségesek bolygónk folyamatainak jobb megismeréséhez. A vulkanizmust a forrástól a felszínig kell megértenünk, azaz megtalálni a magmaképződés okát, a magma elhelyezkedését a földkéregben, a magmatározóban zajló folyamatokat és azok időskáláját, a vulkánkitörések okait és a vulkáni működés lefolyását. A modern geokémiai analitikai módszerek elterjedésével és az ezekhez való hozzáféréssel jelentős mennyiségű, nagy pontosságú adat áll rendelkezésünkre, amit kiegészítenek az egyre nagyobb pontossággal meghatározott geokronológiai eredmények a vulkánkitörések idejére. Mindezek megteremtik az alapot, hogy a vulkáni működés okaira következtethessünk. Habár a petrogenetikai modellek egyre jobban finomodnak, ezek újabb kérdéseket is felvetnek, perspektívát adva a további kutatásoknak.

A Kárpát–Pannon térség neogén–kvarter vulkáni működését négy nagyobb csoportba oszthatjuk: (1) szilíciumgazdag magmák kitörése; (2) mészalkáli bazalt-andezit-dácit-riolit vulkanizmus; (3) alkáli bazalt és trachit vulkáni működés és (4) káli-ultrakáli vulkáni kitörések. Mindegyik magmás esemény esetében a fő befolyásoló tényező a litoszféra és ezen belül a földkéreg elvékonyodása volt. A riftesedés kezdetén andezit-dácit vulkánosság zajlott (19–20 Ma), a földkéregbe nyomuló magmák átfűtötték a litoszférát, megteremtve a lehetőséget többek között arra, hogy néhány millió évvel később jelentős (több ezer km^3) térfogatú szilíciumgazdag magma alakítson ki kiterjedt magmatározó rendszert a Pannon-medence belső területén. A több szakaszban zajló kitörések 4000 km^3-t meghaladó mennyiségű vulkáni hamuanyagot hoztak a felszínre, ami alapján a földkéregben ennek többszörös mennyiségű magmás anyaga helyezkedhetett el. Mindez nagymértékben befolyásolta a földkéreg termomechanikai állapotát. A szilíciumgazdag magmák kitörésének egyik fő időszaka 17,5–14,4 millió évvel ezelőtt volt, ami Európában az elmúlt 20 millió év legnagyobb vulkánkitöréseit eredményezte. Az új cirkon U–Pb koradatok nemcsak a kitörési korokat pontosították, hanem a vulkáni működéssel egyidejű blokkforgások idejét (16,8–17,1 Ma, illetve 15–16 Ma), továbbá a magmatározók fennállási idejét is. Ez utóbbiak szerint a szilíciumgazdag magmatározók több százezer éven keresztül létezhettek a földkéreg középső-felső részén. A vulkáni hamurétegek kulcsszerepet játszanak a Paratethys üledékgyűjtők rétegsorainak korrelációjában. A mészalkáli kőzetsorozatok látszólag a Kárpátok ívét követik, azonban a fúrás adatok és a szeizmikus szelvények értelmezései rámutatnak arra, hogy jelentős mennyiségben keletkeztek a Pannon-medence belső területein is. A felszínen megjelenő vulkáni komplexumok esetében a Pannon-medence északi részén húzódó szegmens számos különbséget mutat a keleti vulkáni ághoz képest, ami eltérő képződést sejtet. Az északi szegmens vulkáni területei alapvetően a Pannon-medence fő extenziós időszakában alakultak ki. Az elsődleges magmák kezdetben a korábbi szubdukciós események során átalakult (metaszomatizálódott) földköpeny-litoszféra részleges, nyomáscsökkenéses olvadása során jöttek létre, majd 13 millió év után markáns változás tapasztalható a kitörő magmák összetételében, ami a forrásterület megváltozására utal. Ekkor már túlnyomórészt az asztenoszféra-földköpeny olvadása hozta létre a magmákat és vezetett később az alkáli bazalt vulkanizmushoz. A keleti szegmens vulkáni működése időben később történt egy posztkollíziós környezetben, ahol a magmák kialakulásában és felnyomulásában fontos szerepet kapott a tektonikai környezet. Az egyre délebbre húzódó transztenziós szerkezeti mozgások okozhatták a vulkáni működés dél felé fiatalodó jellegét. Az alkáli bazalt vulkáni működés fő időszaka 2–5 millió évvel ezelőtt volt, jóval a fő extenziós időszak után. A vulkáni mezők elhelyezkedése és a bazaltok kémiai összetételén alapuló petrogenetikai modellszámítások azt jelzik, hogy a magmák heterogén asztenoszféra-földköpeny kismértékű olvadása során alakultak ki. A magmaképződésben kulcsszerepet játszhatott a Pannon-medence alatt anomálisan elvékonyodott litoszféra peremi részein indukált asztenoszféra kőzetanyag feláramlás. A káliumban dús magmák erősen metaszomatizált litoszféra földköpeny olvadása során alakultak ki, részben a fő riftesedési időszakban, részben az elmúlt 2 millió évben. A fiatal káli-ultrakáli vulkáni működés a Pannon-medence déli peremére koncentrálódik és egy nyugat-keleti csapású tektonikai zónához kapcsolódik. Ekkor friss asztenoszféra anyag feláramlás hőhatása okozhatta a metaszomatizált litoszféra kismértékű olvadását.

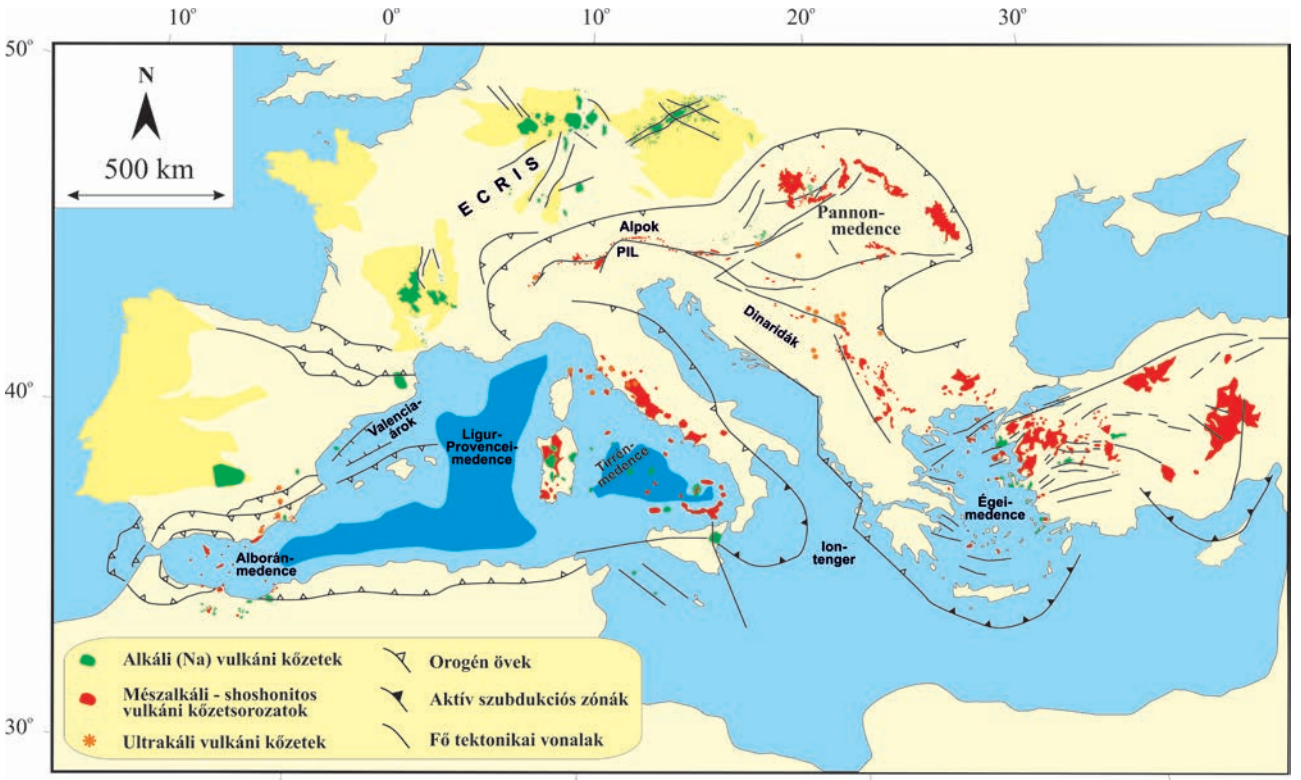
A Kárpát–Pannon térség vulkáni működésének fő időszaka 10-17 millió éve volt, azonban még a kvarterben is tucatnyi kitörés zajlott. A legfiatalabb vulkáni működés értékelése arra hívja fel a figyelmet, hogy a térség alatti asztenoszféra kőzettani felépítése olyan, hogy még jelenleg is képes olvadásra, azaz magma keletkezhet, továbbá a geodinamikai környezet több helyen is lehetőséget adhat magma felnyomulásra és vulkánkitörésre. Mindezek fontos további perspektívát adnak, hogy Horváth professzor szellemi örökségét követve igyekezzünk még jobban megérteni térségünk geodinamikai fejlődését és jelenlegi állapotát, beleértve a vulkáni működés kapcsolatát.

Kulcsszavak: Pannon-medence, Horváth Ferenc, lemeztektonika, vulkanizmus, magmaképződés, geodinamika

Bevezetés

A Kárpát–Pannon térségben az elmúlt 20 millió év során rendkívül változatos vulkáni tevékenység folyt, ami szorosan kapcsolódik a Pannon-medence kialakulásához és fejlődéséhez. A vulkanizmus, csakúgy, mint a geodinamikai környezet, számos hasonlóságot mutat a Mediterrán térség neogén történetéhez (*1. ábra*; Horváth et al. 1981, 2006a; Harangi et al. 2006; Faccenna et al. 2014). Ez a terület sok tekintetben egyfajta természeti laboratórium, ahogy azt Horváth Ferenc professzor oly sokszor hangsúlyozta, és mindez nem maradt üres szólam. Az elmúlt fél évszázadban a megjelent publikációk sokasága bizonyítja ezt, rámutatva arra, hogy a hazai földtudomány szakemberei nemzetközi szinten is számon tartott eredményeket értek el és irányították a figyelmet e területre, ahol a lemeztektonikai folyamatok, a szerkezetföldtani és üledékföldtani, valamint a vulkanológiai komplexitás kiváló lehetőséget ad arra, hogy jobban megértsük azt, hogy miképpen működik a Föld. Horváth Ferenc munkássága túlmutatott azon, hogy fáradhatatlan kíváncsisággal, a felfedezni vágyás kutatói ösztönével igyekezett megérteni, hogyan alakult ki a Pannon-medence, mik voltak ennek mozgatórugói. Fiatal szakemberként csatlakozott Stegena Lajos professzor köréhez, aki az elsők között alkalmazta a lemeztektonika új elméletét a hazai földtudományban (Stegena 1967, 1972; Stegena et al. 1971). Mondhatni már a kezdetek során ott volt a tűz mellett és vitte tovább ezt a szellemi örökséget és adta át generációknak. Remek, humort sosem nélkülöző kapcsolatteremtő képességével sok embert fogott meg és indított el a szakmai pályán. Kiváló érzékkel látta meg mindig a fejlődés következő lépcsőjét, ezzel innovatív eszközöket, újszerű vizsgálati módszereket indított el.

Horváth Ferenc professzor munkássága, széleskörű érdeklődése példaértékű volt, személyisége ösztönzően hatott, hogy a Pannon-medence fejlődéstörténetébe minél jobban integráljuk a magmás, illetve vulkáni eseményeket is. A vulkáni működés része egy nagyobb történetnek, és szükséges annak megértése, hogy a magmaképződésnek, a magma földkéregbe jutásának és felszínre törésének milyen tágabb



1. ábra. A Mediterrán térség és környezetének neogén–kvarter vulkáni kőzetei (Harangi et al. 2006 nyomán)

Figure 1. *The Neogene to Quaternary volcanic rocks in the Mediterranean region and the surroundings (based on Harangi et al. 2006)*

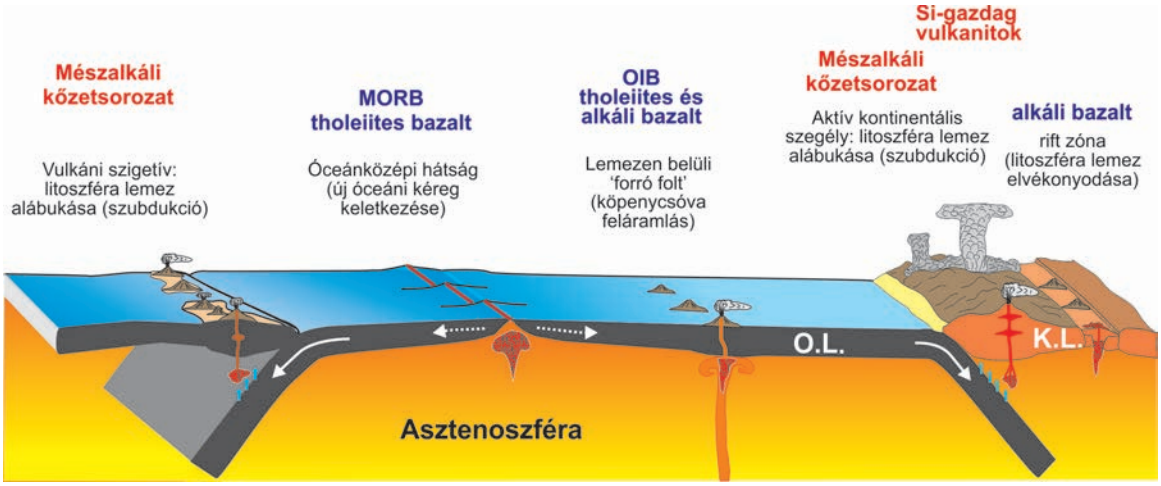
földtani kapcsolatai vannak. De segített abban is, hogy kritikai módon tekintsük e folyamatokat, ha az új eredmények úgy kívánják, akkor módosítsunk az addigi modelleken, és legfőképpen ne kerüljük el a szakmai vitákat, mert a kérdezés, az érvelés, a hipotézisek, sőt modellek tesztelése viszi előre a tudományt.

Az alábbi összefoglalóval Horváth Ferenc professzor gazdag munkássága előtt tisztelgünk. Áttekintjük, hogy a lemeztektonika globális elméletébe hogyan integrálódik a vulkanizmus, milyen általános kapcsolatok ismerhetők fel, és vajon ezek mennyiben segítenek egy szűkebb térség geodinamikai fejlődését megérteni. A legjobb tudásunk szerint, de a terjedelmi kereteket is figyelembe véve, így elkerülhetetlenül szubjektív válogatással, publikált tanulmányok alapján idézzük fel a Kárpát–Pannon térség neogén–kvarter vulkanizmusának elmúlt 50 éves megismerési történetét, annak általunk legfontosabbnak tartott mérföldköveit. Végül összegezzük jelen ismereteinket, nézetünket, rámutatva arra is, hogy még milyen perspektívát nyújt a térségünkben lévő vulkáni kőzetek kutatása.

Magmaképződés, vulkanizmus és lemeztektonika

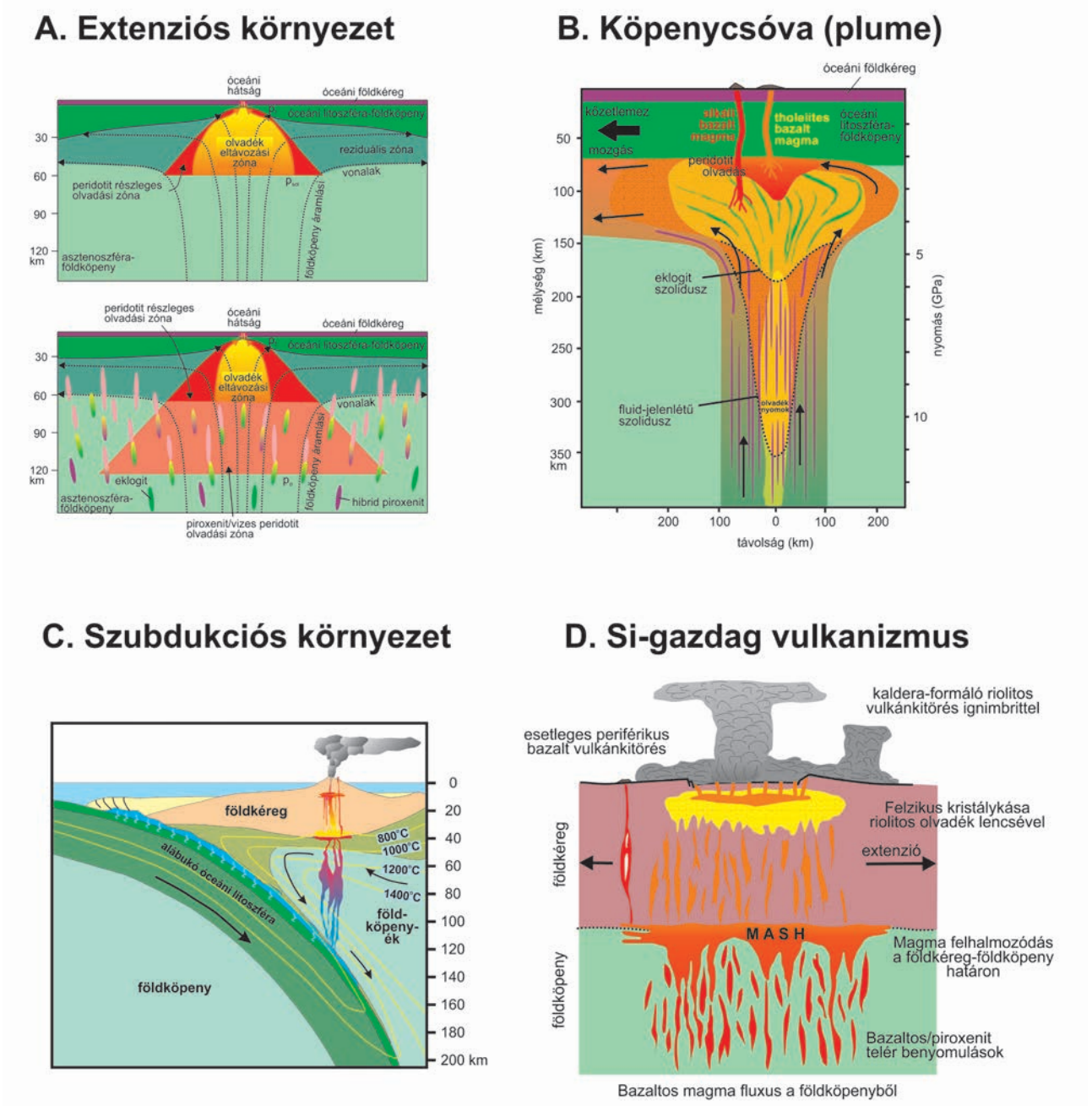
A lemeztektonika elmélete az 1960-as években áttörést hozott a Föld természeti folyamatainak értelmezésében. Harry Hess (HESS 1962), Frederick Vine és Drummond Matthews (VINE & MATTHEWS 1963), John Tuzo Wilson (WILSON 1963) és Dan McKenzie (MCKENZIE 1966, MCKENZIE és PARKER 1967) új tudományos következtetései megalapozták a dinamikus Föld felfogást. Azonban fontos megemlíteni azokat a szakembereket is, akik bőven a lemeztektonika elméletének kialakulása előtt dolgoztak, de tudományos munkáik, értelmezéseik jelentősen hozzájárultak a később megszülető globális modellhez. Arthur Holmes 1913-ban fiatal kutatóként publikálta könyvét (HOLMES 1913), amiben a fizika és geológia ismereteit kombinálva nemcsak a kőzetek korára publikált az akkori időben merésznek számító, több mint 1,5 milliárd éves korokat, hanem részletesen ismertette a nem sokkal korábban felfedezett radioaktív bomlási folyamat exoterm, azaz hőtermeléssel járó jellegét is. Későbbi munkáiban, melyek koronáját a *Principles of Physical Geology* (HOLMES 1944) jelentette, rámutatott arra, hogy a radioaktív bomlás során keletkező jelentékeny hőenergia a földköpenyben konvektív áramlásokat indít el, és ez hozzájárul a kontinensek mozgásához. A földköpeny alkotója azonban szilárd kőzet, mégpedig a peridotit, ami a magas hőmérsékleten és nagy nyomáson képes lassú mozgásra. Holmesszal egy időben egy japán geofizikus, Kiyoo Wadati sekély és nagy mélységű földrengés fészekmélységeket elemzett, amiből egy egyre mélyülő sík rajzolódott ki (WADATI 1928). Ezt később Hugo Benioff, amerikai geofizikus az óceánaljzat alábukásával magyarázta (BENIOFF 1949). Ezek a lemeztektonika elméletét megelőző kutatási eredmények megkerülhetetlen részei lettek aztán az új modellnek.

A lemeztektonika elmélete világos választ adott a vulkánok elterjedésére (*2. ábra*): többségük lemezhatárhoz kötődik. A távolodó lemezek határán kialakuló hátságok, hasadékvölgyek vulkanizmusa a szemtől rejtve zajlik, csupán Izlandon figyelhetők meg e folyamat időszakos eseményei (pl. Krafla 1724–1729 és 1975–1984, HJARTARDÓTTIR et al. 2012). Azonban ez a vulkáni működés hozza felszínre a magmák évente átlagosan mintegy 75%-át (SCHMINCKE 2004). A jelentős mennyiségű magma a szétsodródó kőzetlemezek alatt felnyomuló asztenoszféra részleges olvadása során jön létre (NIU 1997, LANGMUIR & FORSYTH 2007). A felfelé mozgó és ezért egyre kisebb nyomásra kerülő peridotit olvadáspontja ugyanis csökken és egy adott mélységben a környező hőmérséklet alá kerül. Ezzel megindul az olvadás és tart mindaddig a mélységig, ahol a környező hőmérséklet már jelentősen csökken a konduktív hőátadás miatt. A magmaképződés mélysége alapvetően a földköpeny hőmér-



2. ábra. Különböző összetételű vulkáni kőzetek megjelenése távolodó és közeledő kőzetlemezek határán és kőzetlemezen belüli területeken (O.L. = óceáni litoszféra; K.L. = kontinentális litoszféra)

Figure 2. *Occurrences of various types of volcanic rocks in divergent and convergent plate margins as well as in intraplate settings (O.L. = oceanic lithosphere; K.L. = continental lithosphere)*



3. ábra. Magmaképződés különböző tektonikai környezetekben (HILDRETH 1981, SOBOLEV et al. 2005, GROVE et al. 2006, LANGMUIR és FORSYTH 2007, DAVIES 2011 alapján).

Figure 3. *Magma generation at different plate tectonic settings (based on HILDRETH 1981, SOBOLEV et al. 2005, GROVE et al. 2006, LANGMUIR és FORSYTH 2007, DAVIES 2011)*

sékletétől és a földköpeny anyagának tulajdonságától függ. A Kelet-Pacifikus-hátság mentén végzett MELT (Mantle Electromagnetic and Tomography; FORSYTH et al. 1998) kísérlet eredménye azt a meglepő eredményt hozta, hogy a magmaképződés már több mint 100 km mélységben elindul, jóllehet a peridotit kísérletileg meghatározott olvadáspontja ezt még nem tenné lehetővé. Ez csak akkor képzelhető el, ha a peridotit kis mennyiségben vizet is tartalmaz vagy egyéb olyan kőzetanyagot (piroxenit, eklogit), ami csökkenti az olvadáspontját (*3. ábra, A*; LANGMUIR & FORSYTH 2007). A nyomáscsökkenéses olvadás során keletkező magma, toleiites bazalt összetételű, ami a több mint 70 ezer kilométer hosszú óceáni hátság mentén nagyon hasonló kémiai összetételt mutat. E sajátos, minden más lemeztektonikai helyzettől különböző összetételű kőzetet MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt)-nak nevezték el. Tholeiites bazalt más lemeztektonikai környezetben is előfordul (fiatal szubdukciós zóna, ív-mögötti medence, lemezen belüli forró folt területek, nagy magmás provinciák), azonban a bazalt kémiai összetételében jelentkező kis különbségek segítenek e térségek elkülönítésében (WILSON 1989).

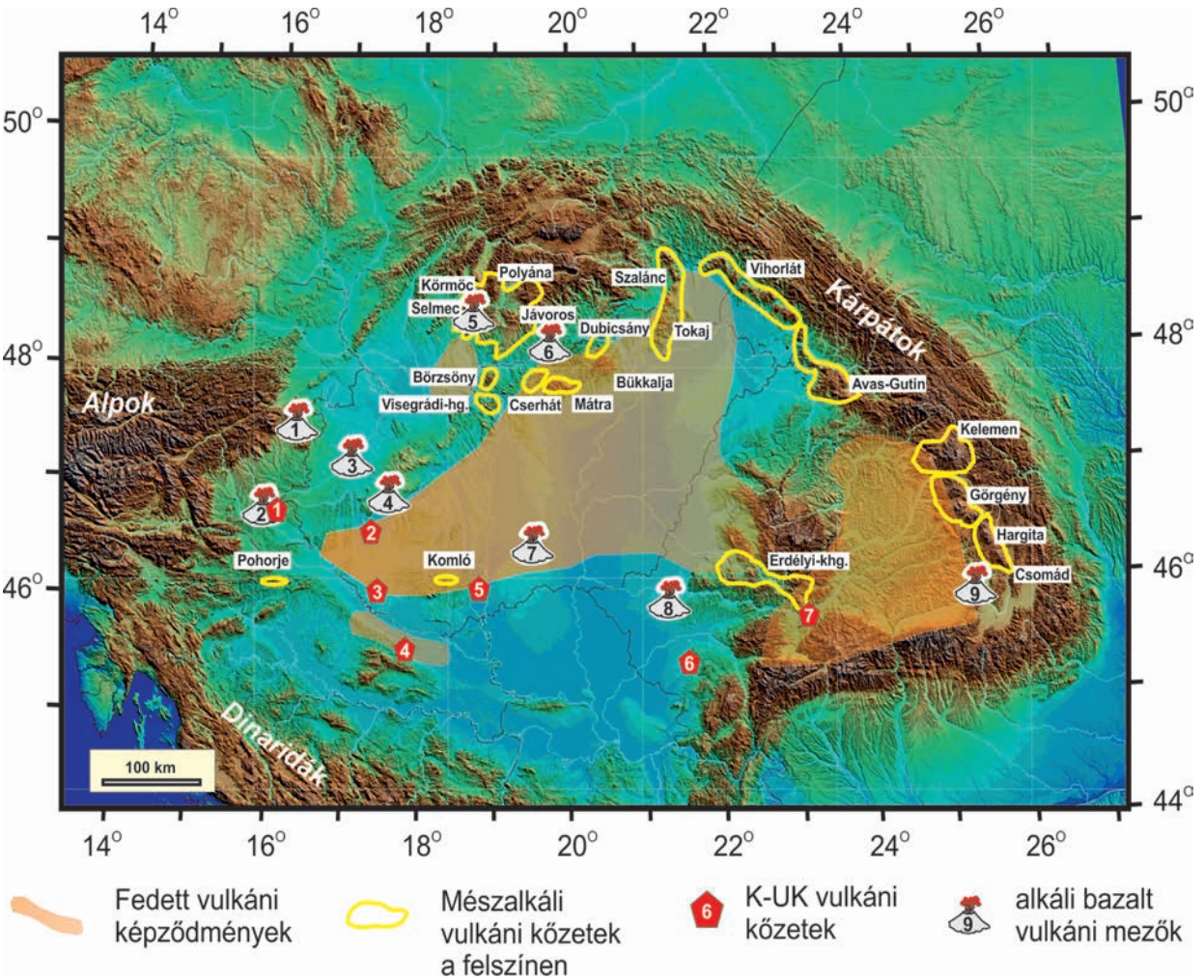
A Föld legtöbb tűzhányója a közeledő kőzetlemezek ha-

tárán, az úgynevezett szubdukciós zónákban van. A szigetíveken és aktív kontinentális peremeken (például a Csendes-óceánt körülölelő úgynevezett Tűzgyűrű mentén) sorakozó vulkánok magmái jóval változatosabbak. A szigetíveken gyakoriak a bazaltok, azonban a kontinentális peremeken már az andezit és dácit van túlsúlyban. A bazaltok kémiai összetétele tükrözi a magmaképződés módját. Bár kezdetben, elsősorban GREEN & RINGWOOD (1968), illetve MARSH & CARMICHAEL (1974) munkái nyomán, azt gondolták, hogy az alábukó kőzetlemez megolvadásával képződik a magma, már ekkor is voltak olyan felvetések (pl. MCBIRNEY 1969; WYLLIE 1971, 1982; KUSHIRO 1983), miszerint a magmaképződés az alábukó kőzetlemez feletti földköpenyékben történik. A magma kialakulásában kulcsszerepe van a szubdukálódó kőzetlemezben zajló metamorf átalakulások következtében felszabaduló vizes oldatoknak, amik csökkentik a földköpenyék anyagának olvadáspontját (WYLLIE 1982; GROVE et al. 2002, 2006). A vízzel telített, kis sűrűségű, felfelé mozgó földköpenyanyag egyre nagyobb mértékben olvad meg, és végül alumíniumban gazdag bazaltos magmát hoz létre (*3. ábra, C*). A bazaltos magma további differenciációja jellegzetes, úgynevezett mészalkáli trendet követ (SISSON & GROVE 1993, GROVE et al. 2003). A mészalkáli fejlődés során bazalt-andezit-dácit-riolit kőzetsorozat jön létre a földkéregben elhelyezkedő magmatározókban. A frakcionációs kristályosodás mellett azonban jelentős szerep jut a nyílt rendszerű magmás folyamatoknak is, mint például a magmakeveredésnek és a földkéreg asszimilációnak (részleges beolvadás). A mészalkáli kőzetsorozatok tehát a szubdukciós lemeztektonikai környezet egyik jellemző képződményei.

A lemeztektonikai elmélet világos magyarázatot ad a vulkánok elhelyezkedésére és a változatos összetételű magmás kőzetek megjelenésére (*2. ábra*). Azonban e képbe nem illettek bele a lemezen belül elhelyezkedő tűzhányók, mint például a Hawaii-szigetek vulkánossága. Tuzo Wilson forró folt elméletét (WILSON 1963) követően Jason Morgan (MORGAN 1971) adott magyarázatott arra, hogy miként alakulhatnak ki e vulkánok, és miért történik jelentős vulkánosság ezeken a helyeken. Morgan a kéményekből kiáramló égéstermék fizikájához hasonlította a földköpenyben zajló függőleges, magas hőmérsékletű kőzetanyag áramlást. Ennek hátterében a jelentős hőmérsékleti különbségből adódó sűrűségbeli eltérés okozta felhajtóerő áll, ezért lett ezeknek az áramlásoknak '*plume*' a nevük. Magyarra ezt nem könnyű lefordítani, és ezzel kapcsolatban sok vitát folytattunk Horváth Ferenc professzorral is. Ő a hőoszlop elnevezést javasolta, utalva arra, hogy a konvektív feláramlás során a környezeténél magasabb hőmérsékletű anyag mozog felfelé a földköpenyben. Mi a földköpenycsóva nevet használjuk a jelenségre, ami inkább egyfajta leírása a mélybeli termális határrétegből felnyúló forró földköpenyanyag feláramlásának, mintsem a fizikai folyamatra utaló elnevezés. A cikkben ez utóbbi nevet használjuk, megjegyezve, hogy egy frappáns magyar név megtalálása még várat magára. A kőzetanyag felfelé való mozgásának mozgatórugója a hőmérsékletkülönbség, azaz ezek a feláramlások csak markáns termális határrétegekből indulhatnak ki. Legkézenfekvőbb helye a földmag és földköpeny határán lévő D"-réteg (OLSON et al. 1987, LAY et al. 1998, GARNERO 2004). A D"-réteg kialakulásában fontos szerepet játszanak a földköpeny mélyebb részébe süllyedő kőzetlemez-maradványok. HOFMANN & WHITE (1982) rámutatott arra, hogy az óceáni szigetek bazaltjainak kémiai összetételében valóban felismerhető a szubdukált óceáni kéregmaradvány anyaga. Az óceáni szigeteken a tholeiites bazalt az uralkodó, de nem ritka az alkáli bazalt sem, míg a kontinentális lemezen belüli területeken, például kontinentális rift zónákban (pl. Kelet-Afrikai-hasadékvölgy) az alkáli bazalt a gyakoribb. Ez utóbbi bazalttípus kisebb mértékű olvadással és nagyobb mélységben keletkezik, mint a tholeiites bazalt. A nagy mélységben (80–120 km) történő olvadásban nagy szerepe lehet a köpenycsóvákban lévő egykori óceáni kéreganyagnak (eklogitok), amelyeknek a földköpeny peridotitoknál kisebb az olvadáspontja. Az eklogit olvadása ezért már nagyobb mélységben elkezdődik, azonban a kis térfogatú magmák sokszor csak kis távolságba jutnak el, és gyorsan kikristályosodnak, illetve reakcióba lépnek a peridotit földköpenyanyaggal, amelynek során piroxenit keletkezik (SOBOLEV et al. 2005, 2007; DAVIES 2009). A piroxenitnek szintén kisebb az olvadáspontja a perditithoz képest, azaz hamarabb megolvad (*3. ábra, B*). Meg kell azonban jegyezni, hogy a D"-rétegből kiinduló klasszikus „morgani" földköpenycsóvák mellett értelmeztek kisebb térfogatú földköpeny kőzet feláramlást is, mint például CSEREPES & YUEN (2000), akik szerint a felső és alsó földköpeny határáról, 670 km mélyről is indulhatnak ki forró földköpenycsóvák. Ezek esetében azonban szükségszerűen kisebb hőmérséklet-anomáliát kell kapnunk (NIU 2005). Hasonló a helyzet a földköpeny egyéb, sekélyebb mélységéből kiinduló vélelmezett földköpenycsóvákkal (KOPPERS 2011). Így nemcsak a jelenség magyar elnevezése kérdéses, de nemzetközi szinten is, maga a '*mantle plume*' definíció sem egységes.

Végül vizsgálnunk kell a szilíciumgazdag vulkáni képződmények lemeztektonikai kapcsolatát, amelyek fontos szerepet játszanak a kontinentális földkéreg fejlődésében. Riolitos magma kitörése általában olyan térségekben zajlik, ahol vastag a kontinentális földkéreg, azonban előfordul előrehaladott riftkörnyezetben is. Ez utóbbira példa az újzélandi Taupo, amely a Föld egyik legproduktívabb riolitos vulkáni területe (WILSON et al. 1984, COLE 1990, DEERING et al. 2010, GRAVLEY et al. 2016, WILSON & ROWLAND 2016). Lemeztektonikai helyzetét tekintve a nagy térfogatú riolitok az aktív kontinentális lemezszegélyen, azaz szubdukciós környezetben (pl. Andok és Ny-USA; de SILVA 2008; de SILVA et al. 2006, 2015; BEST et al. 2013, 2016; FREYMUTH et al. 2015; LIPMAN & BACHMANN 2015; WARD et al. 2017; de SILVA & KAY 2018; WÖRNER et al. 2018), illetve a kontinentális forró folt térségekben gyakoriak (pl. Snake River folyó völgye a Yellowstone-ig; BINDEMAN & VALLEY 2001; MORGAN & MCINTOSH 2005; LEEMAN et al 2008; WATTS et al. 2011; ELLIS et al. 2010, 2013; JEAN et al. 2014; SZYMANOWSKY et al. 2015). Riolitos magmához kapcsolódnak a

Föld leghatalmasabb vulkáni kitörései, amikor több száz köbkilométer vulkáni anyag jut a felszínre, miközben ennek többszöröse maradhat a földkéregben (Miller & Wark 2008, Burns et al. 2015). A jelentős mennyiségű kitörési anyag távozása következtében a magmatározó teteje beszakad, és a felszínen több kilométer átmérőjű kalderaszerkezetek jönnek létre. A szilíciumgazdag magmák kialakulása több mint egy évszázada viták kereszttüzében áll. Harker (1909) és Bowen (1928) földköpeny eredetű bazaltos magma frakcionációs kristályosodásával származtatta, míg Bunsen (1851) a földkéreg megolvadásával, azaz anatexisével eredeztette a nagy SiO_2-tartalmú kőzetolvadékok keletkezését. A kérdés még mind a mai napig nem megoldott, azonban egyre többet tudunk a magmafejlődés folyamatáról (3D. ábra; Hildreth 1981, 2004; Hildreth & Wilson 2007). Ennek röviden a lényege, hogy nagy tömegű földköpeny eredetű bazaltos magma nyomul a vastag kontinentális földkéreg alá. A kristályosodás és a földkéreg anyagának beolvasztása SiO_2-ben gazdag olvadékot hoz létre (ún. MASH — Melting, Assimilation, Storage and Homogenisation — folyamat, azaz olvadás, kéregbeolvasztás, tárolás és homogenizáció; Hildreth és Moorbath 1988). Mindeközben a jelentős hőhatás átfűti a földkérget, és ezzel a töréses-képlékeny deformációs határ feljebb kerül. Ez a termális előkészítés nélkülözhetetlen ahhoz, hogy a nagy térfogatú szilíciumgazdag magmák a földkéreg sekélyebb részeibe tudjanak nyomulni, és ott kiterjedt magmatározó rendszert hozhassanak létre (de Silva & Grosnold 2007, de Silva & Gregg 2014, de Silva et al. 2015). A Yellowstone alatt például több mint 10 ezer köbkilométer (Huang et al. 2015), a középső Andokban lévő Puna térség alatt pedig legalább 50 ezer, de egyes



4. ábra. A Kárpát-Pannon neogén-kvarter vulkáni képződményeinek felszíni előfordulásai

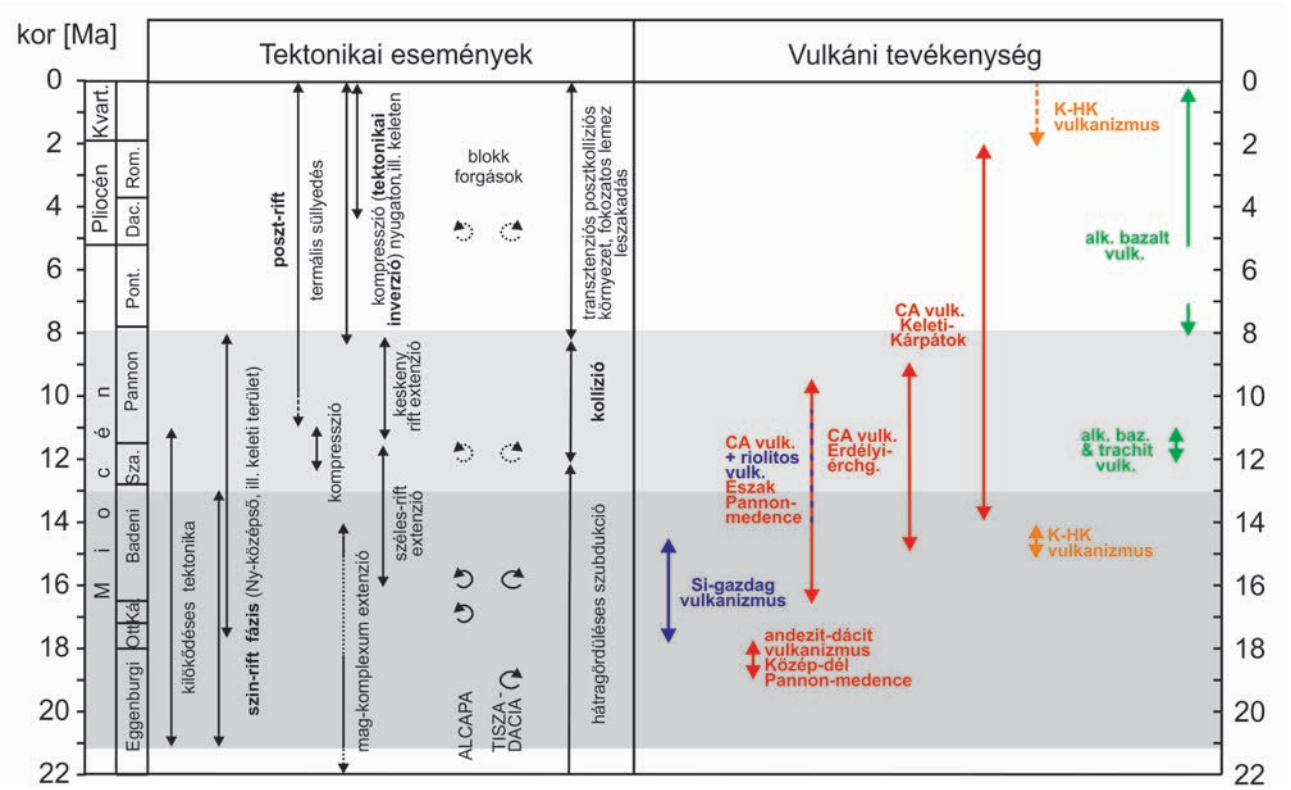
Alkáli bazalt vulkáni mezők: 1. Burgenland; 2. Stájer-medence; 3. Kisalföld (Kemenesalja); 4. Bakony-Balaton-felvidék; 5. Selmec; 6. Nógrád-Gömör; 7. Kecel és környéke; 8. Lukácskő; 9. Persány. K-UK: káli és ultrakáli kőzetek: 1. Stájer-medence; 2. Balatonmária-1 sz. fúrás; 3. Szenta fúrások; 4. Krndija; 5. Bár; 6. Gátalja (Gataia); 7. Arany-hegy (Uroi). Topográfiai alaptérkép forrása: Horváth et al. (2006b)

Figure 4. *Neogene to Quaternary volcanic rocks in the Carpathian-Pannonian Region (volcanic formation buried by younger sediments and on the surface)*

K-UK: potassic-ultrapotassic volcanic rocks: 1. Styrian basin; 2. Balatonmária-1 borehole; 3. Szenta boreholes; 4. Krndija; 5. Bár; 6. Gataia; 7. Uroi. Alkaline basalt volcanic fields: 1. Burgenland; 2. Styrian Basin; 3. Little Hungarian Plain (Kemenesalja); 4. Bakony-Balaton Upland; 5. Stiavnica; 6. Nógrád-Gemer; 7. Kecel and the surroundings (buried); 8. Lucaret; 9. Perşani. Source of the topographic map: Horváth et al. (2006b)

számítások szerint 500 ezer köbkilométer térfogatú magmás testet mutattak ki (WARD et al. 2014). Ilyen nagy magmatározók kialakulásához hosszú idő (több százezer vagy több millió év; GLAZNER et al. 2004) és a földkéreg jelentős átfűtése szükséges. A középső-felső földkéregben elhelyezkedő, több kőzetolvadék felnyomulással létrejövő magmatározó nagy kristálytartalmú (ún. kristálykása), nagy viszkozitású magmát tartalmaz, ami kitörésre képtelen (BACHMANN & BERGANTZ 2008). Kitörésre alkalmas magma csak akkor jöhet létre, ha a fejlett kőzetolvadék hatékonyan el tud fizikailag különülni a kristálytömegtől, vagy egy jelentősebb bazaltos kőzetolvadék nyomul fel, ami részben felolvasztja a kristályanyagot, amíg az olvadék mennyisége eléri legalább az 55 térfogatszázalékot. Ilyen magmás eseményhez tehát jelentékeny mennyiségű bazaltos magma szükséges, azaz anomálisan nagy olvadás a földköpenyben. Ez, ahogy említettük, különböző lemeztektonikai környezetben megvalósulhat. A szilíciumgazdag vulkánosság kapcsolódhat andezites vulkáni területekhez, de önállóan is előfordulhat, ezért célszerű egy külön típusként kezelni.

Összefoglalva, a vulkáni működés, a magmatípusok sok esetben szorosan kapcsolódnak specifikus lemeztektonikai környezethez (*1. ábra*), és ez ahhoz vezet, hogy gyakran rutinszerűen kötnek egyes vulkáni képződményeket geodinamikai környezethez: például mészalkáli vulkáni kőzetek esetében rögtön aktív szubdukcióra, alkáli bazaltok esetében pedig sok esetben rögtön földköpenycsóvára asszociálnak. Az alábbi, Pannon-medencére vonatkozó kutatástörténettel is illusztráljuk azt, hogy ezek az egyszerű összekapcsolások nem feltétlenül működnek mindig jól. Ahogy CANÓN-TAPIA & WALKER (2004) megjegyezte: „*a lemeztektonika elmélete… megfelelően magyarázza a vulkánok eloszlását a Földön, azonban a vulkanizmusnak számos olyan vonatkozása van globális szinten is, amit nehéz megérteni egyedül a lemeztektonika modelljével*". Ebben egy alapvető pont az, hogy a felszínre törő magma összetételét, különösen kontinentális földkéreg jelenléte esetében számos tényező határozza meg a magmaképződés folyamatától kezdve a földkéregben történő magmás differenciáció változatos folyamatán keresztül, a magma feláramlás és kitörés eseményéig. A magma elsődleges kémiai összetétele jelentős mértékben függ a forrásterület jellegétől. Így például egy szubdukciós környezetre jellemző kémiai összetételbeli jelleg más lemeztektonikai környezetben is létrejöhet, mivel a litoszféra alsó, földköpeny része hosszú időn keresztül képes fenntartani korábbi lemeztektonikai, így például kőzetlemez alábukási események geokémiai hatását (HARANGI et al. 2006). A vulkáni működés és a geodinamikai kapcsolat értelmezése tehát csak alapos, a forrástól a felszínig való adatértékeléssel tehető meg. A Kárpát–Pannon térség (*4. ábra*) minderre kiváló lehetőséget ad, hiszen ismerjük a térség neogén–kvarter és az azt megelőző



5. ábra. A Kárpát–Pannon térségben zajló vulkáni működés és geodinamikai események időbeli kapcsolata HARANGI (2001a) ábrája nyomán BALOGH et al. (1986, 1994), HORVÁTH (1993), FODOR et al. (1999), TARI et al. (1999), HORVÁTH et al. (2006a, 2015), PÉCSKAY et al. (1995, 2006), MÁRTON et al. (2007), SEGHEDI és DOWNES (2011), BALÁZS et al. (2016) és LUKÁCS et al. (2018), valamint LUKÁCS R. nem publikált adatai alapján. CA = mészalkáli, K–HK = káli és ultrakáli

Figure 5. *Ages of principal geodynamic events and the volcanism in the Carpathian–Pannonian Region based on the figure of HARANGI (2001a) using the results of BALOGH et al. (1986, 1994), HORVÁTH (1993), FODOR et al. (1999), TARI et al. (1999), HORVÁTH et al. (2006a, 2015), PÉCSKAY et al. (1995, 2006), MÁRTON et al. (2007), SEGHEDI és DOWNES (2011), BALÁZS et al. (2016) and LUKÁCS et al. (2018), as well as the unpublished data of R. LUKÁCS. CA = calc-alkaline; K–HK = potassic and ultrapotassic*

időszakok fejlődéstörténetének főbb elemeit, ismerjük a vulkanizmus térbeli és időbeli eloszlását, kőzettani-geokémiai jellemzőinek fő vonásait (*5. ábra*). Habár első pillantásra úgy tűnik, hogy a vulkáni képződmények rossz helyen vannak és rossz időben képződtek, azonban ez csak az értelmezési nehézséget jelenti. Valójában jó helyen vannak és jó időben keletkeztek, csak olykor el kell rugaszkodnunk az egyszerűnek látszó, klasszikus lemeztektonikai értelmezéstől. Mindez térségünkben már a kezdetekben megtörtént!

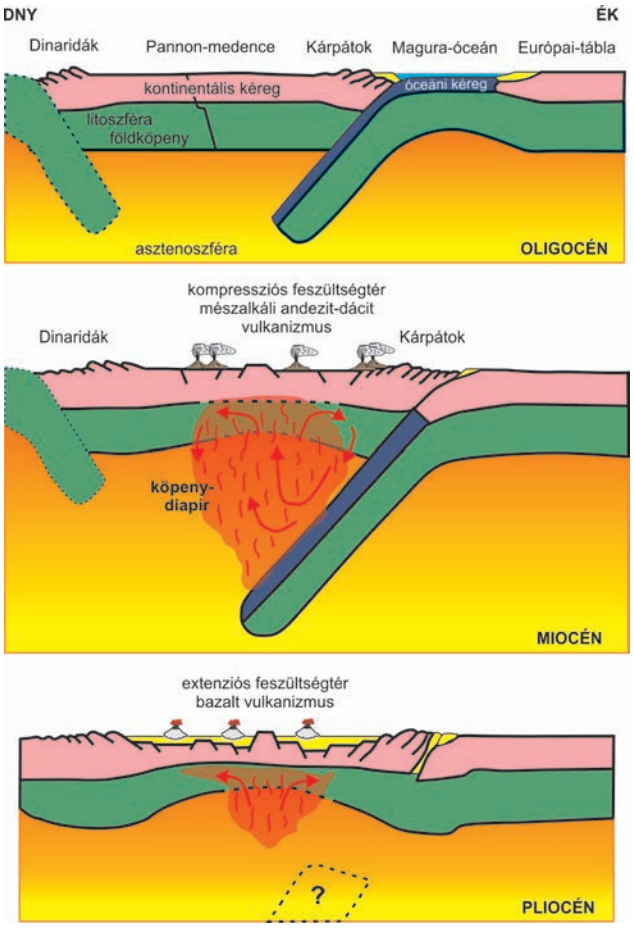
Lemeztektonika és vulkáni működés: kezdeti modellek

A Kárpát–Pannon térség vulkáni képződményeinek kutatása több mint egy évszázadra tekint vissza. Az 1800-as évek vége óta tartó kutatások kezdetben az ásványtani és kőzettani jellemzőkre koncentráltak, de meg kell jegyezni, hogy már akkor is születtek többek között olyan vulkanológiai értelmezések, amelyek a mai modern felfogásban is helytállóak. Hofmann (1875) például a kemenesaljai sitkei bazaltvulkánt „*nyílt kráterrel fennmaradt tufavulkán remek romja*”-ként írta le, és tufagyűrűként értelmezte, ami teljes mértékben megegyezik a jelenlegi vulkanológiai magyarázattal. Ugyancsak jóval megelőzték korát Szabó József kőzetgenetikai értelmezései, így például a Visegrádi-hegység és a Börzsöny andezites kőzeteinek (’dunai trachyt csoport’) keletkezésében nagy fontosságot tulajdonított a magmakeveredés folyamatának (Szabó 1894). A 20. század első felében született aprólékos kőzettani jellemzések, különösen Mauritz Béla (pl. Mauritz 1909, 1948; Mauritz & Harwood 1937), Lengyel Endre (Lengyel 1926, 1951, 1953), valamint Jugovics Lajos (Jugovics 1937, 1969) munkái máig sokat jelentő, meghatározó publikációk. Pantó Gábor a kőzettani vulkanológiai kutatás egyik előfutára volt, aki számos tanulmányban értekezett a miocén Sigazdag vulkáni képződmények, ezen belül különösképpen az ignimbritek eredetéről, felhasználva az akkori nemzetközi vulkanológiai publikációk legfrissebb eredményeit is (pl. Pantó 1961, 1962, 1963, 1964). Ezekre a kőzettani pillérekre épültek az 1960-as és 1970-es évek kutatásai (pl. Székyné 1957, 1964, 1970; Zelenka 1960; Kubovics 1963; Árkai 1967, 1968; Póka 1968; Kubovics & Pantó 1970; Gyarmati 1977), amivel párhuzamosan kibontakozott egy olyan átfogó elmélet, ami új perspektívát adott, többek között a vulkáni működés geodinamikai értelmezésére is.

A lemeztektonika elméletét az 1960-as évek végétől térségünkben is egyre többen elfogadták, és igyekeztek alkalmazni többek között a vulkáni működés magyarázatára is (Horváth 1997). A magmás események kapcsán a lemeztektonikai folyamatok közül először a kőzetlemez-alábukás, azaz szubdukció folyamata kapott figyelmet (Szádeczky-Kardoss 1971, 1973, 1974). Korábban az andezit és bazalt magmák létrejöttét gránittestek megolvadásával magyarázták (pl. Kuthan 1967, Danilovich 1972). Szádeczky-Kardoss Elemér az elsők között volt, aki új felfogásban értelmezte a magmaképződés okát és a térség vulkáni működését (Szádeczky-Kardoss 1971). Ugyanekkor a román Marcian Bleahu és Sergiu Peltz, valamint olasz kollégái (Mario Boccaletti és Piero Manetti) a Keleti-Kárpátok térségében ismerték fel a kőzetlemez-alábukás és az andezites vulkáni működés szoros kapcsolatát (Bleahu et al. 1973, Boccaletti et al. 1973, Bleahu 1985). Ebben fontos szerepet játszott Constantin Roman korábbi publikációja is (Roman 1970), amelyben a Vrancea-térség alatt nagy mélységben kipattant földrengéseket litoszféra kőzetlemez süllyedésével magyarázta, és hangsúlyozta, hogy ez összhangban van a lemeztektonika új elméletével. Boccaletti et al. (1973) az akkori szemléletnek (Green & Ringwood 1968) megfelelően az elsődleges magmákat a szubdukálódó lemez 140–150 km mélységben történt részleges olvadásával származtatták. Értelmezésükben a Keleti-Kárpátok előterében lévő óceáni litoszféralemez nyugati irányú szubdukciójával számoltak, az Erdélyi-medencét pedig a vulkáni ív mögött felnyíló, úgynevezett retro-arc medencének tekintették. A keleti-kárpáti vulkanizmus és szubdukció kapcsolatát hangsúlyozta Radulescu & Sandulescu (1973) is, bár egyszersmind kétségeket is kifejtettek az új elmélettel kapcsolatban. Szádeczky-Kardoss (1973) a térség belső területein is feltételezett szubdukciós öveket és kapcsolódó vulkáni íveket. Hét ívet azonosított, többek között a következőket: Magyar középhegység-peremi ív, amelyhez sorolta például a Börzsöny és Mátra andezitvulkánjait, Rába-vonal menti feltételezett délnyugati dőlésű szubdukció, mecseki szubdukciós ív, nagyalföldi flis szubdukciós ív. A Börzsöny és Mátra vulkáni működését tápláló magmák keletkezését oligocén üledékek parciális olvadékaként magyarázta.

Stegena et al. (1975) modellje fontos alapkő a Kárpát–Pannon térség lemeztektonikai értelmezésében (*6. ábra*), amire a vulkanizmus magyarázata is támaszkodik. Elméletükben fontos szerepe van az „aktív köpeny diapírnak”, amit számos későbbi munka is átvett. Meg kell azonban jegyezni, hogy értelmezésükben ez az aktív köpeny diapír nem azonos a modern szemléletben vett aktív köpenyfeláramlással, azaz a köpenycsóva (plume) modellel. Mindezt a szerzők is kihangsúlyozzák, miszerint „*a feláramló, részben olvadt földköpenyanyag — köpeny diapír — a szubdukálódó litoszféralemez felső részén keletkezik (Scholz et al. 1971), ezért nem azonos a «köpenycsóva (mantle plume)», illetve «forró folt» kifejezésekkel*”. A megnevezett publikációra hivatkozva arról írnak, hogy az alábukó kőzetlemezen belül a nyírásos-súrlódásos hőtermelés miatt megy végbe részleges olvadás. Ez a magyarázat megegyezik az 1970-es években sokak által elfogadott, szubdukcióhoz kapcsolódó magmaképződési modellel. Véleményük szerint a részben olvadt kőzetanyag diapírszerűen felemelkedik, felnyomul a földkéreg alá és ott olvadást indít el („alsókéreg-erózió”). Ez a folyamat az alsókéreg elvékonyodását okozza. A mészalkáli andezites vulkanizmust a szubdukcióval egyidejű kompresszív tektonikai fázisba tették, amit a tenziós bazaltos vulkanizmus követett.

Stegena et al (1975) modellje nagy hatással volt Jaros-



6. ábra. STEGENA et al. (1975) modellje a Pannon-medence vulkáni működésének lemeztektonikai kapcsolatára

Figure 6. *Plate tectonic model provided by STEGENA et al. (1975) for the relationship of geodynamic and volcanic processes of the Pannonian Basin*

lav Lexa és Vlastimil Konečny szlovák geológusok gondolkodására, akik szintén hamar a lemeztektonikai modell követői és alkalmazói lettek. Egy budapesti nemzetközi konferencián, majd az előadásokat összesítő kötetben ismertették elméletüket, amely a lemeztektonikai kapcsolatok mellett újszerű elemeket is tartalmazott (LEXA & KONEČNY 1974). Ez utóbbiak közé tartozik az, hogy a Kárpátok nyugati íve mentén zajlott mészalkáli andezites vulkanizmust nem aktív szubdukció folyamatához kötötték, hanem a földköpeny diapírszerű felemelkedéséhez. Ez akkor kétségtelenül nem illett a lemeztektonikai szemlélethez, miszerint a mészalkáli andezites vulkáni ív kőzetlemez alábukásához köthető (ahogy ezt mind a mai napig sokan rutinszerűen összekapcsolják), azonban magyarázatukban felismerhető a Stegena-féle elmélet (*6. ábra*) fontos eleme. Az 1960-as és 1970-es évek kutatásaiban alapvető kérdés volt a szubdukciós zónák andezites magmáinak eredete. Ahogy korábban írtuk, egyes kutatók GREEN & RINGWOOD (1968) modelljének megfelelően az alábukó kőzetlemez részleges olvadásával magyarázták a magmaképződést. Azonban már ekkor megjelentek azok a később általános elfogadást kapó magyarázatok (pl. MCBIRNEY 1969; BOETTCHER 1972; WYLLIE 1971, 1973), miszerint valójában nem a szubdukálódó litoszféralemez olvad meg, hanem a felette lévő köpenyék peridotit anyaga, mégpedig a kőzetlemezből távozó vizes oldatok hatására. LEXA & KONEČNY (1974) ez utóbbi modell mellett foglalt állást, azonban a szubdukciós magmagenetikai modellt a Kárpáti vulkáni ív esetében elvetették. Rámutattak arra, hogy a vulkanizmus 5–20 millió évvel fiatalabb a Külső-Kárpátok mentén vélelmezett aktív szubdukcióhoz képest, továbbá nincs szisztematikus változás a főelem-geokémiai összetételben a vélelmezett szubdukciós zónára merőlegesen. A medencebelseji szilíciumgazdag vulkanitok (riolitok) sem kapcsolódnak nézetük szerint a szubdukció folyamatához, és az független az andezites vulkanizmustól is, szemben RADULESCU & SANDULESCU (1973) felfogásával. Keletkezésüket a földkéreg részleges olvadásával magyarázták PANTÓ (1969) és KONEČNY & SLÁVIK (1974) értelmezésével egyezően. Az alsókéregben végbement olvadást a köpenydiapír hőhatása idézhette elő, ahogy azt Stegena és munkatársai konferencián előadott, de csak egy évvel később publikált (STEGENA et al. 1975) elmélete mutatta. A szlovák kutatók ezt a köpenydiapírt csak közvetetten kötötték a szubdukció folyamatához. Ők ezt nem részleges olvadt anyagként határozták meg, hanem arról írnak, hogy a köpenyfelemelkedést az alábukó litoszféralemez zónájából származó hő indította el.

A LEXA & KONEČNY (1974) tanulmányban szereplő felfogás a későbbiekben is megjelenik publikációikban (LEXA et al. 1993, 2010; KONEČNY et al. 1995, 2002; LEXA & KONEČNY 1998). Ilyen elem például a vulkáni képződmények besorolása, amit a területi elterjedés, illetve tektonikai és genetikai kapcsolataik alapján végeztek el. Négy vulkáni sorozatot különítettek el: 1. areális típusú („areal type"), szilíciumgazdag, az ív-mögötti medence extenziójának kezdeti fázisához kötődő vulkanitok; 2. areális típusú andezites vulkanizmus, ami az ív-mögötti medence extenziójának előrehaladottabb fázisához kötődik; 3. ív típusú („arc type"), szubdukcióhoz kötődő andezites vulkanizmus; 4. ún. konvergencia utáni extenziós környezethez kötődő alkáli bazalt vulkanizmus. NEMCOK & LEXA (1990) tovább pontosította az areális típusú vulkanizmus modelljét. A Közép-Szlovákiai vulkáni terület ziari térségében „basin and range" típusú, azaz extenziós tektonikai szerkezetekhez kötődő vulkanitokat mutattak ki, és hangsúlyozták, hogy a mészalkáli vulkáni tevékenység a diapírszerűen felemelkedő földköpeny hatására történt kelet-nyugati irányú extenzió során ment végbe, a szubdukciónak pedig csak alárendelt szerepe volt. A blokkos törések első jelei az alsó-badeniben figyelhetők meg, ami megegyezik a vulkanizmus megindulásával. A legintenzívebb „basin and range" típusú tágulásos szerkezeti mozgások a késő-badeniben és alsószarmatában voltak, majd csökkenő intenzitással a felsőszarmatáig tartottak. A későbbi kutatások, mint például Harangi Szabolcs munkái (pl. HARANGI 1999; HARANGI et al. 2001, 2007; HARANGI & LENKEY 2007) sok szempontból megerősítették és továbbfejlesztették ezt a besorolást, amelynek egyik alapvető eleme, hogy a Pannon-medence belsejében megjelenő riolitok, valamint a Nyugati-Kárpátok előterében lévő mészalkáli andezites-dácitos

vulkáni komplexumok kialakulása a térség jelentős földkéreg- és litoszféra-elvékonyodáshoz köthető. Ezzel szemben a Keleti-Kárpátok mentén elhelyezkedő mészalkáli vulkáni kőzetsorozatot Ioan Seghedi és munkatársai (Seghedi et al. 2004a, 2005, 2011, 2019; Seghedi & Downes 2011) posztkollíziósnak tekintették, rámutatva arra, hogy a vulkáni működés nem egyidőben történt a vélelmezett aktív szubdukcióval, hanem több millió évvel utána, már a kontinens-kontinens kollíziós szakaszt követően.

Balla (1981) tanulmányában részletekbe menően igyekezett cáfolni Lexa & Konečny (1974) modelljét. Balla Zoltán alapvetően Szádeczky-Kardoss elgondolásait követte, azaz több szubdukciós zónát és ahhoz kapcsolódó vulkáni szigetívet feltételezett a Kárpát–Pannon térségben. Balla (1980, 1981) a mészalkáli vulkáni területet két részre osztotta, ami azóta is sokszor megjelenik a hazai szakirodalomban: elkülönített egy ún. Belső-Kárpáti vulkáni területet, amibe a jelenlegi tektonikai-geodinamikai nevezéktan szerint az Alcapa mikrolemez vulkáni képződményeit, valamint az Erdélyi-középhegység vulkanitjait sorolta, míg a Keleti-Kárpátok vulkáni területbe a Vihorláttól a Hargitáig húzódó vulkánokat vonta össze. Hangsúlyozta a két vulkáni terület eltérő keletkezését, miszerint az utóbbiak egy valódi vulkáni ívet formálnak és közvetlenül a külső-kárpáti szubdukcióhoz kapcsolódnak, ezzel szemben, nézete szerint, a Belső-Kárpáti vulkáni terület andezites vulkanizmusa más szubdukciós zónákhoz (észak felé dőlő szubdukálódó lemez az ún. Közép-Magyarországi–Transzkárpáti ív mentén; önálló nyugat vagy északnyugat felé dőlő szubdukálódó lemez a Tokaji-hegység mentén) tartoznak. Balla (1981) tehát szintén felismerte a két vulkáni ív eltérő viselkedését, azonban képződésüket tekintve mindkettőt közvetlenül szubdukciós folyamathoz kötötte.

A vulkáni képződmények új szemléletű kutatásának kezdete az 1980-as évekre tehető, amikor az analitikai fejlesztések lehetővé tették a nagy pontosságú nyomelem és radiogén izotóparány meghatározást. Az első modern geokémiai elemzési eredményeket Pantó György és munkatársai tették közzé (Pantó 1981, Salters et al. 1988). Salters et al. (1988) közölte az első radiogén izotóp-geokémiai adatokat a Kárpát–Pannon térség neogén vulkáni kőzeteiről, ami a Horváth Ferenc és Leigh Royden által szerkesztett, a Pannon-medence kialakulását és fejlődését tárgyaló AAPG kötetben jelent meg (Royden & Horváth 1988). A szerzők a mészalkáli vulkanizmust a korábbi tektonikai modellek (Stegena et al. 1975) alapján a Pannon-medence extenziós fázisához kötötték. A Sr-Nd-Pb izotóparányok eloszlása alapján feltételezték, hogy a mészalkáli és a későbbi alkáli bazaltos magmák ugyanabból a típusú földköpenyből származtak. Ez a földköpeny különböző mértékben metaszomatizált volt, azaz korábbi — kréta — szubdukció során átalakult, illókban és ún. szubdukcióhoz kapcsolódó komponensekben (mobilis, erősen inkompatibilis nyomelemekben) gazdagodott. A mészalkáli vulkanitok képződésében a köpeny eredetű magmák kéregkontaminációja játszotta a főszerepet, míg az alkáli bazaltmagmák kontaminációnélkül törtek át a földkérgen. Ugyanebben az időben Embey-Isztin Antal munkája képviselt egy új felfogást (Embey-Isztin 1981, Embey-Isztin & Scharbert 1981, Embey-Isztin et al. 1985). Embey-Isztin kezdte meg az alkáli bazaltokban lévő, földköpeny eredetű ultramafikus kőzetzárványok módszeres kőzettani és geokémiai feldolgozását (Embey-Isztin 1976; Embey-Isztin et al. 1989, 1990; Kurat et al. 1991; Downes et al. 1992), amihez kapcsolódott a bazaltos vulkáni képződmények új geokémiai adatokon nyugvó értelmezése Dobosi Gáborral és külföldi munkatársaikkal (Dobosi 1989, Dobosi et al. 1991, Dobosi & Fodor 1992, Embey-Isztin et al. 1993). E kutatások figyelemre méltó eredményeit jelzi, hogy a tanulmányok vezető nemzetközi szakfolyóiratokban jelentek meg.

Ugyanebben az időben kerültek publikálásra a Kárpát–Pannon térség keleti felén húzódó mészalkáli vulkáni vonulat földtani térképezése során született eredmények modern szemléletű értelmezésekkel (Seghedi et al. 1987, Szakács et al. 1993). Lexa & Konečny (1974) átfogó, a teljes Kárpát–Pannon térség vulkáni működését összefoglaló munkáját követően Póka Teréz (Póka 1988) adott újabb értékelést a Horváth Ferenc vezető szerepével készült, nagy jelentőségű AAPG kötetben, majd Szabó Csaba, Harangi Szabolcs és Csontos László (Szabó et al. 1992) publikált egy lemeztektonikai szemléletű, geokémiai értelmezést is magába foglaló összegzést. Póka (1988) a Kárpát–Pannon térség neogén vulkáni kőzeteiről rendelkezésre álló főelem-geokémiai adatokat statisztikusan értékelte, és keletkezésüket a korábbi, Stegena-féle köpenydiapír modell alapján értékelte. Szabó et al. (1992) a Kárpát–Pannon térség mészalkáli vulkanizmusát közvetlenül szubdukcióhoz kötötte. A vulkanitok geokémiai jellege, aktív lemeztektonikai térségek adatait is felhasználó sokváltozós matematikai értékelése alapján a neogén Kárpáti vulkáni ív nyugati szegmensének vulkanizmusát aktív kontinentális szegély-, míg a Kelemen–Görgény–Hargita vonulat esetében vulkáni szigetív típusúnak tekintették.

A térség vulkáni működésének értelmezése szempontjából mérföldkőnek számított a nemzetközi vulkanológiai társaság (IAVCEI) 1990-ben Mainzban tartott konferenciája. Ez adott először lehetőséget, hogy az Embey-Isztin Antallal már együtt dolgozó brit Hilary Downes megismerje a többi, térségben dolgozó kutató (Szakács Sándor, Ioan Seghedi, Szabó Csaba és Harangi Szabolcs) tudományos eredményeit. Downes kulcsszerepet játszott abban, hogy ezek az eredmények a nemzetközi vérkeringésbe jutottak, és további kutatásokat ösztönzött. Ugyancsak e konferencia inspirálta a hazai modern vulkanológiai kutatások megindulását. Az egyre bővülő együttműködés vezetett az *Acta Vulcanologica* szakfolyóiratban megjelent, kiemelkedő jelentőségűnek számító tematikus kötethez (Downes & Vaselli 1995). Hilary Downes és az olasz Orlando Vaselli remek érzékkel gyűjtötte össze a térségben dolgozó idősebb és fiatalabb szakembereket, a bemutatott tanulmányok pedig átfogó, naprakész képet adtak az akkori

ismeretekről. Helyet kapott a PÉCSKAY Zoltán koordinálásával készült, az addigi publikált és nem publikált K/Ar kor adatokat összesítő tanulmány (PÉCSKAY et al. 1995), mely az első összesítést adta a Kárpát–Pannon térség neogén vulkanizmusának időbeli lefolyásáról. Újdonság volt a modern szemléletű vulkanológiai nevezéktan és értelmezés (CAPACCIONI et al. 1995; HARANGI & HARANGI 1995; KARÁTSON 1995; KONEČNY et al. 1995a, b; SEGHEDI et al. 1995), és első alkalommal kerültek leírásra a térségben ultrakáli vulkáni kőzetek (HARANGI et al. 1995a).

Lemeztektonika és vulkáni működés: kvantitatív modellek felé

A lemeztektonikai modell általános elfogadásával a Horváth Ferenc és munkatársai által a Pannon-medencére kidolgozott fejlődési elmélet (ROYDEN et al. 1982, 1983a, b; CSONTOS et al. 1992; TARI et al. 1992; HORVÁTH 1993, 1995) meghatározta a térség vulkanizmusának magyarázatában megkerülhetetlen legfontosabb geodinamikai elemeket. Ezek közül a legfontosabb a szubdukció és a litoszféra elvékonyodás eseménye (*5. ábra*). Látjuk azonban, hogy már a kezdeti következtetésekben is megjelentek a nem szokványos lemeztektonikai magyarázatok, mint például a nem szubdukcióhoz kötődő mészalkáli andezites-dácitos vulkanizmus (LEXA & KONEČNY 1974). Az 1990-es évek eleje fordulópont volt a magmás folyamatok értelmezésében, mivel egyre jobban elterjedtek a nagy pontosságú nyomelem és radiogén izotóp összetétel meghatározások és az ugyanebben az időben zajlott politikai változások lehetővé tették azt, hogy a térség szakemberei külföldi tanulmányutak során már saját maguk végezhessenek geokémiai analitikai vizsgálatokat. A nagy pontosságú kőzetösszetétel-adatok olyan geokémiai adatbázist teremtettek meg (EMBEY-ISZTIN et al. 1993; DOBOSI et al. 1995; DOWNES et al. 1995a, b; HARANGI et al. 1995a, b, 2001, 2007, 2015; MASON et al. 1995, 1996; HARANGI 1999; KARÁTSON et al. 2000, 2001, 2007; SEGHEDI et al. 2001, 2004a, b, 2005, 2011; ROSU et al. 2004; HARANGI & LENKEY 2007; KOVACS et al. 2017; LUKÁCS et al. 2018), amelyek elvezettek az új, most már kvantitatív geokémiai modelleken alapuló petrogenetikai értelmezések felé.

E munkák mellett két átfogó értelmezés jelent meg (NEMCOK et al. 1998, SEGHEDI et al. 1998), amelyekbe azonban még nem kerültek be geokémiai adatok, a következtetések elméleti meggondolások, a vulkáni képződmények tér- és időbeli eloszlásán alapultak. Ezekben új elemként szerepel a szubdukálódó kőzetlemez letörése („*slab break-off*"; WORTEL & SPAKMAN 2000). Kőzetlemez-letörés akkor megy végbe, amikor az óceáni kőzetlemez túlsúlyossá válik, jelentős lefelé irányuló erőt fejt ki, míg a kontinentális kőzetlemez kisebb sűrűsége miatt nem tudja követni. Az Appenninek déli része alatt a kőzetlemez-elválás jól kivehető WORTEL & SPAKMAN (2000) szeizmikus tomográfiai modelljén, míg a kalábriai terület alatt még nem történt meg a leszakadás. A Keleti-Kárpátok esetében a Vrancea terület alatt szintén nem történt még kőzetlemez-leválás, azonban a különbség a középső Mediterránumhoz képest az, hogy a Vrancea területtől északra nem mutatható ki leszakadt kőzetlemez, nagy sebességű anomália csak az átmeneti zónában, 400 és 670 km között van. Itt kell megemlítenünk a kőzetlemez-leválás egy másik formáját, amikor egy vastag kontinentális litoszféra esetében a kőzetlemez alsó, nagy sűrűségű földköpeny része különül el egy közel horizontális sík mentén elválva vagy a földkéregtől, vagy a földköpeny legfelső részétől, és süllyed le. Ezt delaminációnak nevezik, amit több szerző is alkalmazott a Kárpát-kanyar térségére (pl. CHALOT-PRAT & GIRBACEA 2000, KNAPP et al. 2005, FILLERUP et al. 2010).

SEGHEDI et al. (1998) három szegmensre osztotta a Kárpáti vulkáni ívet és különböző modellt adott a vulkáni tevékenység okára. A Nyugati-Kárpátoktól a Tokaj-Szalánci vulkáni területig húzódó mészalkáli vulkanitok, amelyek 20 és 10 millió év között keletkeztek, nézetük szerint az alábukó kőzetlemez felett alakultak ki, azonban az ívmögötti extenzió fázisában és közvetlen kapcsolatban az alábukó lemez hátrálásával. A középső- és késő-miocénben zajló vulkanizmusban fontos szerepet játszhatott az alábukó kőzetlemez regionális vertikális delaminációja. Véleményük szerint a leszakadó litoszféraköpeny feletti térbe bejutó metaszomatizált asztenoszféra-anyag nyomáscsökkenéses olvadása idézte elő a mészalkáli magmák keletkezését. Szerintük ez magyarázza azt is, hogyan jelenhetnek meg mészalkáli andezitek a szirtöv mentén és a flisövben. A Tokaj–Szalánci vulkáni területtől a Kelemeni havasokig tartó szegmens magmatizmusa a szerzők értelmezése szerint közvetlenül az alábukó kőzetlemez letörésével áll kapcsolatban. Végül SEGHEDI et al. (1998) az Erdélyi-középhegység mészalkáli vulkanizmusát extenziós folyamathoz kötötték, amikor a késő-kréta–paleogén szubdukció során metaszomatizált litoszféraköpenyben történik nyomáscsökkenéses részleges olvadás.

MASON et al. (1998) a Keleti-Kárpátok mentén történt, egyre fiatalodó vulkáni működés értelmezésében szintén fontos szerepet adott a kőzetlemez-letörés folyamatának. A magmás tevékenység ív menti, északról dél felé történő időbeli migrálását fokozatos és egyre sekélyebb mélységben történt kőzetlemez-leszakadással magyarázták. A szubdukció során, amikor a kisebb sűrűségű kontinentális litoszféra kezdett alábukni, lemezletörés ment végbe. A kezdeti gyorsabb (2 cm/év) szubdukció miatt a lemezletörés először >120 km mélységben történt, ahogy azonban lassult a szubdukció sebessége, úgy ez egyre sekélyebb mélységben (ca. 50 km legdélebben) folytatódott. A szerzők szerint magmaképződés akkor történt, amikor a leváló és tovább süllyedő kőzetlemez elérte a magmaképződési mélységzónát (kb. 80–120 km mélység). Ebben a mélységközben az alábukó kőzetlemezből vízgazdag fluidumok távoztak el, amelyek átalakították a kőzetlemez feletti földköpenyt, ahol magmaképződés indult el. Ahogy azonban a lemeztöredék elhagyta ezt a zónát, a magmás tevékenység befejeződött. Nézetük szerint ez lehetett az oka a lokálisan rövid életű vulkáni tevékenységnek. Paul Mason és munkatársainak modellje választ ad a vulkáni működés időbeli

eltolódására is a szubdukcióhoz képest. A mintegy 5–10 millió éves időkülönbség a miocén kompresszió és a késő-miocén kezdeti vulkanizmus között az az idő lehet, ami alatt a kőzetlemez-töredék elérte a 80–120 km mélységű úgynevezett magmaképződési zónát.

A Kárpát–Pannon térség vulkanizmusában HARANGI nagy szerepet tulajdonított a litoszféra-extenziónak mind az alkáli bazaltos, mind a mészalkáli jellegű magmák képződésében (HARANGI et al. 1995a, b; HARANGI 1999). Összegző munkájában (HARANGI 2001a) már fontos szerepet ad a geokémiai összetétel adatoknak, ez alapján osztotta négy fő csoportba a vulkáni képződményeket (*4. ábra*), amiben megjelennek az ultrakáli vulkáni kőzetek is. A kora-miocén szilíciumgazdag vulkáni működésben a blokkforgásoknak és a kapcsolódó oldalelmozdulásos tektonikai eseményeknek tulajdonított főszerepet, a magmaképződésben pedig elveti a korábbi tisztán kéregolvadásos magyarázatokat. Szerinte a Si-dús magmák keletkezését földköpeny eredetű és földkéreg eredetű magmák keveredése okozhatta. A mészalkáli andezites-dácitos vulkanizmus esetében követve Visegrádi-hegység esetében tett magyarázatot (HARANGI 1999), rámutatott arra, hogy a magmaképződésben a litoszféra-extenziónak volt szerepe, legalábbis a Pannon-medence északi részén. Ez megegyezik LEXA & KONECNY (1974) magyarázatával, azonban a geokémiai alapú értelmezésben továbbmegy: a magmák az elvékonyodó litoszféra-köpeny részleges olvadásával alakulhattak ki, mégpedig olyan területeken, amit korábbi (paleogén–korai-miocén) szubdukcióhoz kapcsolódó metaszomatizáció, azaz kőzet-fluid kölcsönhatás ért. Az extenzió okozta nyomáscsökkenés során ezek az alacsonyabb olvadáspontú kőzetterületek olvadtak meg, majd ezek a magmák a vastag földkéreg alá nyomulva olvadást okoztak a földkéreg alsó részén is. A változatos kémiai összetétel magmakeveredés, valamint frakcionációs kristályosodás során alakult ki. Megítélése szerint szintén a litoszféra elvékonyodásához, a metaszomatizált litoszféra részleges olvadásához köthető az ultrakáli magmák kialakulása. A Keleti-Kárpátok mentén történt vulkáni működés azonban különböző, ami megnyilvánul az eltérő kémiai összetétel adataiban is. Ebben az esetben HARANGI (2001a) szorosabb kapcsolatot feltételez a szubdukció, illetve kőzetlemez-letörés folyamatának. Végül az alkáli bazalt vulkanizmus esetében az extenzió szerepét abban látja, hogy az elvékonyodott litoszféra alá gazdagodott jellegű (a nem sokkal korábban azonosított, úgynevezett EAR, azaz Európai Asztenoszféra Rezervoir; CEBRIA & WILSON 1995, HOERNLE et al. 1995) asztenoszféra-anyag áramlott, aminek nyomáscsökkenéses olvadása hozta létre a kis térfogatú magmákat. Az EAR-jellegű asztenoszféra anyag jelenlétével már a szarmatától kezdve számolni lehet.

Az EAR, illetve a HIMU (nagy $^{238}U/^{204}Pb$) földköpeny komponens jelenlétét az alkáli bazaltokban EMBEY-ISZTIN & DOBOSI (1995) és EMBEY-ISZTIN et al. (2001) is hangsúlyozta, felvetve, hogy ez többnyire köpenycsóva hatást jelez. Rámutattak arra, hogy a HIMU-komponens elsősorban a peremeken lévő, azaz a nógrádi és stájer alkáli bazaltokban jellemző, míg a medence belsejében lévő balatoni és kisalföldi alkáli bazaltok izotóp összetételében erősebben tükröződik egy szubdukciós komponens, ami a metaszomatizált litoszféra-földköpenyből kerülhetett a feltörő magmába.

A Pannon-medence északi részén megjelenő andezit-dácit vulkáni kőzetekben különleges az almandin gránát, ami világszerte ritka ilyen kőzetekben. A gránát petrogenetikai fontosságát HARANGI et al. (2001) munkája emelte ki, ahol a szerzők rámutattak arra, hogy a vízgazdag magmából kiválni képes, nagy nyomáson keletkező, 700 MPa nyomás alatt már nem stabil gránát csak úgy maradhatott meg a felszínre tört magmában, hogy a kőzetolvadék gyors feláramlással nyomult a felszínre a földkéreg alsó részéből, és nem állt meg sekély földkéregben lévő magmatározóban. Ez pedig összhangban van a széthúzásos tektonikai feszültségtérrel, azaz a litoszféra-extenzióval, mely elindította a mészalkáli jellegű vulkáni működést e területen. A gránátok oxigén izotóp összetétele azt jelzi, hogy a magmaképződésben fontos szerep jutott a földköpeny eredetű magmáknak is. A nagyszámú új nyomelem és izotóp összetétel adat alapján HARANGI et al. (2007) nyújtott petrogenetikai kvantitatív modellt a magmaképződésre, rámutatva arra is, hogy a térség alatt az elmúlt 16 millió év során folyamatosan fennállt a magmaképződés lehetősége, és 10 millió év után a magmaképződés egyre inkább a litoszféra alatti asztenoszféra-földköpenyben folyt.

A térség neogén–kvarter vulkánosságára, a vulkáni működés geodinamikai kapcsolatára egyre több átfogó tanulmány jelent meg. Ioan Seghedi és munkatársai több publikációban tárgyalták a vulkáni működés lemeztektonikai kapcsolatát (SEGHEDI et al. 2004a, b, 2005), amelyekben szintén hangsúlyos szerepet kaptak az új, nagy pontosságú geokémiai összetétel adatok és az ezekre épülő modellszámítások. Megítélésük szerint a mészalkáli magmák többsége heterogén asztenoszféra-földköpenyben keletkezett, amit szubdukcióhoz kapcsolódó fluidumok, üledékes anyagok kontamináltak. Új elemként jelent meg adakitos magmák értelmezése (Hargita déli elvégződése, Erdélyi-középhegység), amelyek speciális kémiai összetételét alábukó kőzetlemez olvadásával értelmezték. Az alkáli bazaltos vulkanizmus magyarázatában SEGHEDI et al. (2004b) fontos szerepet tulajdonított ujjszerű, azaz korlátozott kiterjedésű, forró földköpeny felnyomulásnak (*mantle plume finger*). Ez összhangban volt az Európa alkáli bazalt területeire megjelent modellekkel (GRANET et al. 1995, WILSON & PATTERSON 2001). HARANGI & LENKEY (2007) a Kárpát–Pannon térség vulkanizmusában hangsúlyosan vizsgálta az extenzió és szubdukció, valamint a felvetett földköpenycsóvaujj szerepét. Rámutattak arra, hogy a rendelkezésre álló adatok nem támasztják alá, hogy a Pannon-medence alatt anomálisan magas hőmérsékletű földköpeny-feláramlás (*mantle plume*) lenne. Ehelyett a lemeztektonikai befolyást, azaz a litoszféra-extenzió szerepét hangsúlyozták, mely közvetlenül szerepet játszhatott a középső-miocén szilíciumgazdag és mészalkáli magmák kialakulásában, míg az alkáli bazaltos magmák képződését az elvékonyodott litoszféra alá szívott gazdagodott asztenoszféra feláramlása okozhatta, elsősorban a peremi, nyugati és északi területeken.

Az új kőzetkémiai adatokat közzé tevő és ezeken nyugvó geokémiai következtetések, valamint geodinamikai értelmezések mellett további elméleti magyarázatok is megjelentek a Kárpát–Pannon térség neogén–kvarter vulkanizmusára (KOVÁCS et al. 2007, 2011, 2012a; KOVÁCS & SZABÓ 2008). A kora- és középső-miocén szilíciumgazdag és mészalkáli vulkanizmust HARANGI (1999, 2001a) és HARANGI et al. (2001, 2007) értelmezéséhez hasonlóan metaszomatizált litoszféra részleges olvadásához kötötték, ahol a metaszomatózis korábbi szubdukciós eseményhez köthető, a szerzők feltételezése szerint a mezozoikum és/vagy paleogén során a Budva–Pindos vagy a Vardar zónában. A Pannon-medencébe e metaszomatizált litoszféra kőzetlemez a kora-miocén oldalirányú lemeztektonikai mozgások során került be. KOVÁCS et al. (2011, 2012a) az alkáli bazaltokban lévő ultramafikus kőzetzárványok szöveti jellemzői és a térség alatti szeizmikus anizotrópa értelmezései alapján egy új modellel álltak elő, miszerint egy nyugat–keleti irányú asztenoszféra-áramlás elsőrendű szerepet játszhatott a térség geodinamikai fejlődésében. A szerzők szerint ez az asztenoszféra-áramlás járulhatott hozzá az alpi térségből történő keleti irányú kőzetlemez-kilökéshez, a litoszféra-extenzióhoz, valamint a szubdukáló kőzetlemez hátragördüléséhez és hátrálásához. Meg kell azonban jegyezni, hogy szükségszerűen ugyanez a nyugat-kelet irányú asztenoszféra-áramlás várható egy hátragördülő kőzetlemez alábukás hátráló szubdukció esetén is, amit már ROYDEN et al. (1982, 1983a) modellje is mutatott. Az értelmezésbeli különbség a földköpenyanyag áramlás aktív vagy passzív jellegében van.

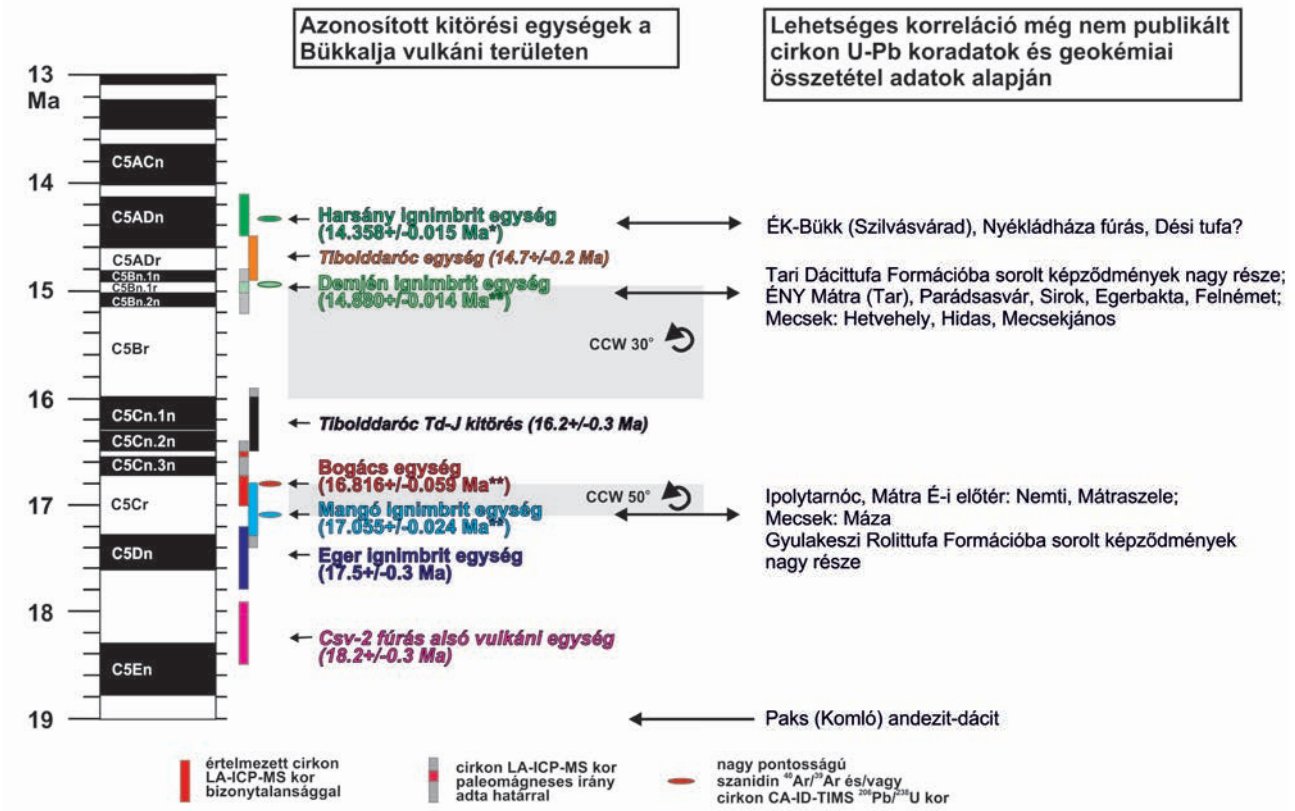
A Kárpát–Pannon térség vulkanizmusa: a forrástól a felszínig

A Kárpát–Pannon térség neogén–kvarter fejlődéstörténetében a legfontosabb geodinamikai események a következők voltak (HORVÁTH et al. 2006a, 2015; *5. ábra*): (1) óceáni kőzetlemez hátragördülő és hátráló szubdukciója vélhetően a Keleti-Kárpátok előterében. A Vrancea zóna alatt lévő függőleges, lassan süllyedő litoszféradarab lehet ennek az utolsó maradványa (SPERNER et al. 2004), azonban erre más magyarázatok is születtek (ISMAIL-ZADEH et al. 2012). (2) Kontinentális kollízió („puha-kollízió"; SPERNER et al. 2002, MATENCO et al. 2007), ami a Keleti-Kárpátokban mintegy 11 millió éve történhetett. (3) A litoszféra és ezen belül a földkéreg jelentős elvékonyodása, ami a középső és nyugati területeken 13 millió évvel ezelőttig, a keleti térségben pedig 8–9 millió évvel ezelőttig tartott (BALÁZS et al. 2016). (4) Termális süllyedés az elmúlt 11 millió évben, amihez 7–5 millió évtől kezdődően tektonikai inverzió kapcsolódott. Néhány területen azonban még mindig tart a süllyedés. (5) Tektonikai inverzió (HORVÁTH & CLOETINGH 1996), azaz bizonyos területeken kiemelkedés, ami a nyugati területeken 8-9 millió évvel ezelőtt elkezdődött, máshol az elmúlt 5 millió évben zajlott. (6) Asztenoszféra kőzetanyag beáramlás a Pannon-medence alá, ami történhetett az Alpok térsége felől nyugatról keleti irányban (ROYDEN et al. 1982, 1983a; HORVÁTH és FACCENA 2011; KOVÁCS et al. 2011, 2012a), illetve északnyugatról délkeleti irányba (QORBANI et al. 2016, SONG et al. 2019) a Keleti-Kárpátok alatt alábukó kőzetlemez hátragördülése miatt vagy aktív módon az alpi kollíziós zónából kipréselődve. HORVÁTH & FACCENA (2011) és FACCENA et al. (2014) ebben fontos szerepet tulajdonított a Dinaridák északi része alatt kialakult helyzetnek, miszerint alábukó kőzetlemez-leszakadás következtében egy földköpenyablak (a szubdukálódó kőzetlemez egy részének letörése miatt kialakult résbe asztenoszféra-anyag áramlik; lásd később 11/C ábra) jött létre, ami szintén elősegíthette az asztenoszféra anyagáramlást a Pannon-medence alá.

A vulkáni működés megértéséhez fontos, hogy megtaláljuk ezekkel az értelmezett geodinamikai eseményekkel való időbeli és térbeli kapcsolatot. Ezt azonban csak akkor tudjuk megtenni, ha területekre lebontva megismerjük a vulkáni tevékenység ujjlenyomatát, azaz korát és a forrástól a felszínig zajló folyamatait, amelyek kialakították a vulkáni kőzetek kémiai összetételét. E kutatások szerves része a fizikai vulkanológiai tudományos munka, amelynek elmúlt évtizedben elért eredményei a térséget vulkanológiai szempontból is kulcsterületté tették (HARANGI 2015). A modern vulkanológiai vizsgálatok terén Jaroslav Lexa, Vlastimil Konecny, Németh Károly, Szakács Sándor, Ioan Seghedi, Alexandra Fülöp, Zelenka Tibor, Karátson Dávid és Harangi Szabolcs játszottak kiemelkedő szerepet. A magmás események geodinamikai összefüggésében elengedhetetlen a pontos koradatok megadása. A K–Ar és Ar–Ar geokronológia hazai bevezetése és nemzetközi szinten is számottevő eredményei Balogh Kadosa, majd Pécskay Zoltán nevéhez fűződtek, míg a modern cirkon U–Pb geokronológiai vizsgálatok első eredményeit Lukács Réka és Dunkl István közölték.

Szilíciumgazdag vulkanizmus

A Pannon-medence kialakulásához rendelhető első vulkánkitörések nagy SiO_2-tartalmú magmákhoz kötődnek (*5. ábra*). A robbanásos kitörések jelentős térfogatú vulkáni törmelékes képződményeket, horzsaköves piroklaszt-ár kőzeteket (ignimbritek) és hamuhullással kialakult tufarétegeket eredményeztek. Ezeket korábban három fő, regionálisan elterjedt szintbe sorolták (NOSZKY 1936, RAVASZ 1987, HÁMOR et al. 1980, PÓKA 1988, GYALOG & BUDAI 2004): alsó riolittufa (Gyulakeszi Riolittufa Formáció), középső riolit(dácit)tufa (Tari Dácittufa Formáció) és felső riolittufa (Galgavölgyi Riolittufa Formáció). Korukat Pécskay Zoltán K/Ar kormeghatározásai alapján a következőképpen határozták meg: 19,6±1,4 Ma; 16,4±0,8 Ma és 13,7±0,8 Ma, habár a koradatok jelentős átfedést adnak 13 és 21 Ma között (HÁMOR et al. 1980, MÁRTON & PÉCSKAY 1998). Mártonné Szalay Emőke paleomágneses forgás adatai arra mutattak rá, hogy a vulkáni működéssel egy időben az Alcapa-egységben két jelentősebb forgás történt (MÁRTON et al. 2007): egy óramutató-járással ellentétes, kb. 50 fokos forgás 17,5–18,5 millió éve, valamint egy hasonló irányú 30 fokos forgás 14,5–16,0 millió évvel ezelőtt, azaz az elkülönített fő vulkáni egységek képződési ideje között.

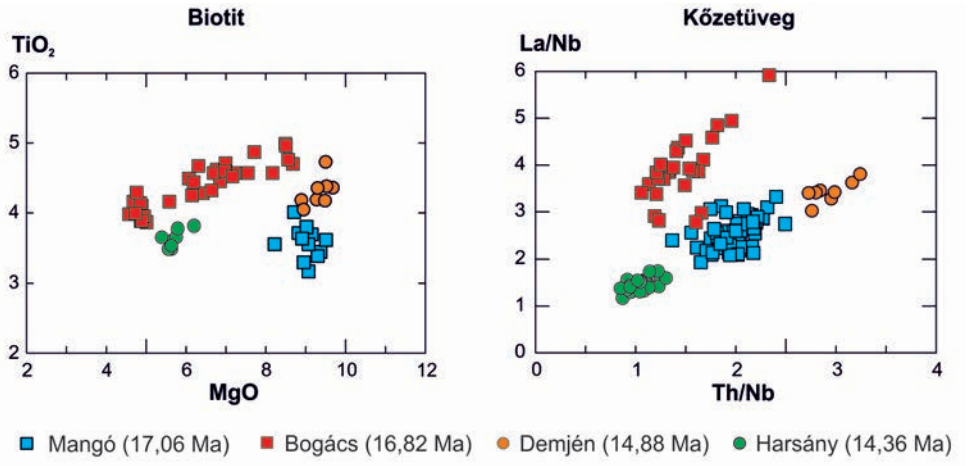


7. ábra. A Pannon-medence szilíciumgazdag vulkanizmusának időszaka és fő kitörései cirkon U–Pb geokronológiai adatok alapján (Lukács et al. 2015, 2018). Korreláció a bükkaljai vulkáni egységek és egyéb előfordulások között Lukács (2019; nem publikált adatok) alapján.

Figure 7. *Eruption ages of the main silicic pyroclastic units in the Bükkalja volcanic field based on zircon U–Pb dating (Lukács et al. 2015, 2018) and their correlation with other silicic volcanic occurrences in the Pannonian Basin based on unpublished zircon U–Pb dates of R. Lukács*

A cirkon U–Pb kormeghatározási eredmények, amelyek esetében nem kell számolni utólagos felülírással, új megvilágításba helyezték a vulkanizmus korát (Lukács et al. 2015, 2018). Lukács et al. (2018) legalább nyolc kitörési egységet különített el a Bükkalja területén, és ezek közül némelyekkel jó egyezést mutatnak a Pannon-medence egyéb lelőhelyein előforduló szilíciumgazdag vulkáni képződmények (*7. ábra*). A fő kitörési egységek vulkáni képződményei mind az ásványfázisok kémiai összetétele, mind a kőzetüvegek nyomelemtartalma alapján jól elkülönülnek, azaz az egymástól elszakított vulkáni képződmények is jól korrelálhatók (*8. ábra*; Lukács et al. 2002, 2018; Harangi et al. 2005). A vulkáni működés 18,2 és 14,4 millió év között zajlott, ezen belül két intenzív, azaz paroxizmális kitörési szakaszban: 16,0 és 17,5 Ma, illetve 14,4 és 15,0 Ma között. Ezen belül a korábban az alsó riolittufa szintbe sorolt képződmények 17,1–17,5 Ma időszakban keletkeztek, ami megegyezik Pálfy et al. (2007) ipolytarnóci következtetésével. A középső dácittufa szintet korábban 16,4 Ma évesnek gondolták, és a Tar község közeli Fehérkő-bánya képződményét tekintették ennek típusfeltárásaként (Hámor 1985). Zelenka et al. (2004) azonban ennek korát 13,0–13,9 Ma-ra tette, ami összhangban volt azzal, hogy a vulkáni képződményre kapott paleomágneses adat nem mutatott forgást. Az új cirkon U–Pb kormeghatározás szerint azonban a képződmény kora 14,88 Ma (Lukács et al. 2018), ami megegyezik a bükkaljai térségben lévő demjéni Nagyeresztvény ignimbritjének keletkezési idejével. Ezt megerősítik a geokémiai korrelációs eredmények is (Lukács et al. 2002, 2018; Harangi et al. 2005), melyek e képződményre egy jellegzetes, homogén nyomelem eloszlást adnak nehéz ritkaföldfémekben szegényedett mintázattal. Ez a Demjén ignimbrit egység azonosítható tehát a korábbi középső dácittufa szinttel, mely a Pannon-medence egyik legnagyobb vulkánkitörése során jött létre. Az új koradatok alapján az Alcapa kőzetlemez egyes részein azonosított forgási események (Márton et al. 2007) idejét is pontosítani lehetett: az első 16,8–17,1 millió éve történhetett (*7. ábra*), míg a második forgás 14,9–16,3 Ma közötti időszakban mehetett végbe, és ezekhez a koradatokhoz kell illeszteni a tektonikai feszültségváltozások idejét is (Petrik et al. 2016, Lukács et al. 2018).

A szilíciumgazdag vulkáni működés tehát e területen időben jóval rövidebb volt, mint azt a korábbi adatok jelezték. A nem egészen 4 millió év alatt a számítások alapján több mint 4000 km^3 vulkáni anyag került szét a Pannon-medencében, ami nagyságrenddel meghaladja az azt megelőző és azt követő időszak kitörési rátáját. Emiatt ezt az időszakot az andokbeli és egyesült államokbeli példák alapján ignimbrit fellángolási (*ignimbrite flare-up*) eseménynek sorolhatjuk be, és ez Európa legutóbbi 20 millió évének legnagyobb vulkáni eseménye volt (Lukács et al.



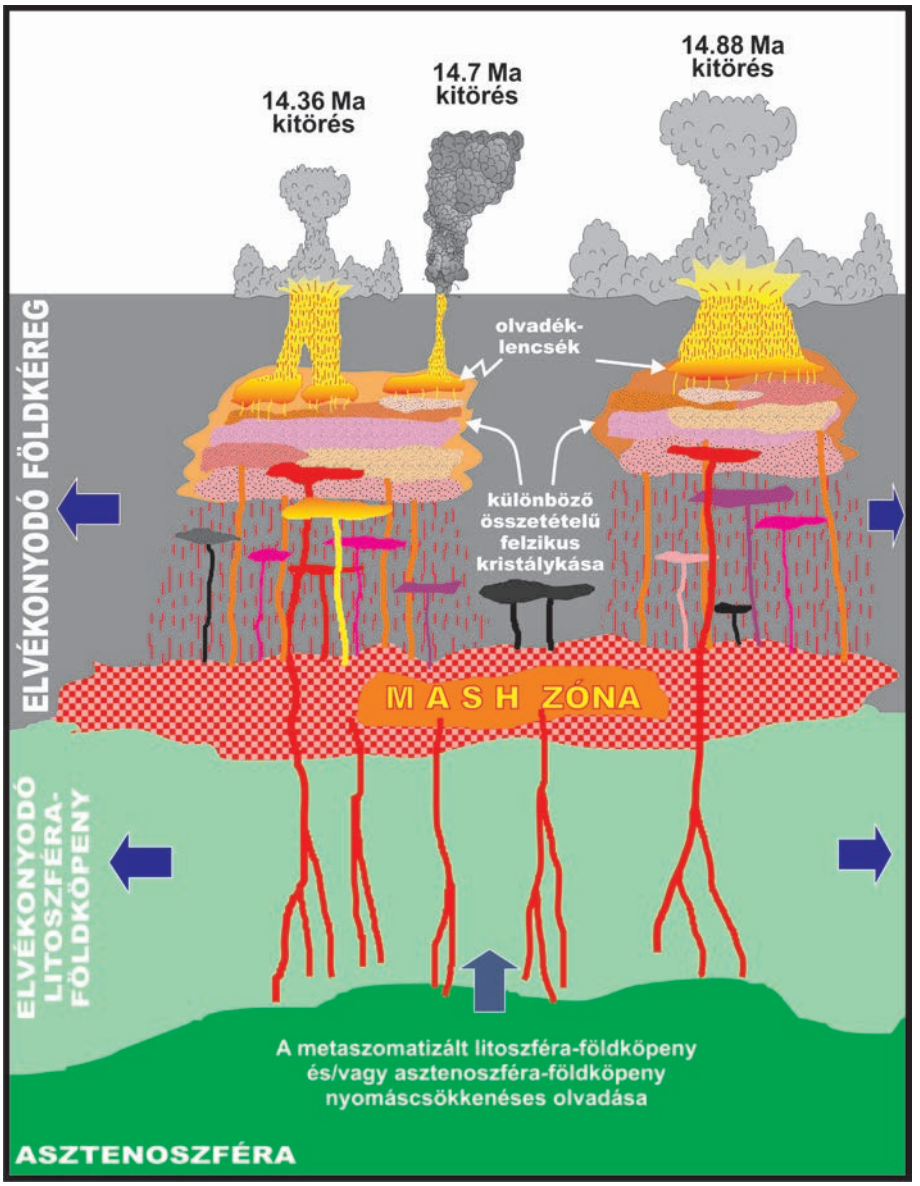
8. ábra. A Pannon-medence szilíciumgazdag vulkanizmusa során létrejött fő kitörési egységek geokémiai összetétel adatok alapján jól korrelálhatók (HARANGI et al. 2005)

Figure 8. *The main silicic pyroclastic units of the Pannonian Basin can be well correlated based on mineral and glass geochemical data (HARANGI et al. 2005)*

2018). Három jelentős vulkáni eseményt sikerült eddig azonosítani: a Mangó (17,06 Ma), a Demjén (14,88 Ma) és a Harsány (14,36 Ma) kitöréseket, amelyek során több száz kilométer távolságban hullott a vulkáni hamu. Ezek anyaga egyes üledékgyűjtőkben megmaradhatott (ROCHOLL et al. 2018, LUKÁCS et al. 2018), és ezek a vulkáni hamurétegek vezérszinteket jelenthetnek a Paratethys időszakában képződött üledékes rétegsorokban.

A cirkon U–Pb korok alapján nemcsak a vulkánkitörések idejét lehetett kiszámolni, hanem az in-situ koradatok lehetőséget adnak arra is, hogy megbecsüljük a földkéreg középső-felső részén kialakult magmatározók fennállási idejét (LUKÁCS et al. 2015). A Harsány és Demjén kitörések előtt ezek már 400–500 ezer éve kialakultak, és vagy egymástól izoláltak voltak, vagy bennük kémiai összetételben akár jelentősen eltérő magmás testek fejlődhettek (*9. ábra*). A vulkáni-plutoni képződmények aránya 1:2 (LEEMAN et al. 2008) — 1:5 (de SILVA & GOSNOLD 2007) lehet, ami azt jelenti, hogy a kontinentális földkéregbe ebben az időszakban hatalmas mennyiségű szilíciumgazdag magma nyomult. A horzsakövek és cirkonkristályok izotóptartalma (HARANGI & LENKEY 2007, LUKÁCS et al. 2018) azt jelzi, hogy a magmáknak kezdetben még jelentősebb kéregkomponense lehetett, de 16 Ma után ennek részaránya jelentősen lecsökkent. Ez úgy értelmezhető, hogy a földkéreg 16 millió évvel ezelőtt már jelentősen elvékonyodott, és emiatt a bazaltos magmák kisebb mértékben kontaminálódtak kéreganyaggal. A 16,0–17,5 Ma időszakban azonban a földkéreg még vastagabb lehetett. A jelentős térfogatú magmatározók csak úgy alakulhattak ki, ha a földkéreg már ebben az időben is felfűtött volt, azaz már jóval korábban is kell magmás folyamatot feltételeznünk (pl. de SILVA et al. 2015). A Bükkalja területén egy fúrómag esetében kaptunk 18,2 Ma évet, azonban ehhez hasonló koradatot máshol nem mértünk. Ennél idősebb neogén vulkáni képződményt a Mecsekben ismerünk, ahol a Komlói Andezit kora a K–Ar kormeghatározás szerint 19–21 Ma (ARVÁNÉ-SÓS & RAVASZ 1978). Az új, még nem publikált kormeghatározási és geokémiai eredményeink alapján ez az andezit jó hasonlóságot mutat a Paks környéki fúrások andezit-dácitjaival, amelyek kora 19 Ma, és részei lehettek egy kiterjedt lávadóm mezőnek (MVM Paks II Zrt. Telephely Biztonsági Jelentés II/5 fejezet 2016). Vastag vulkáni képződmények jelennek meg e területhez közel a Közép-magyarországi tektonikai zóna mentén is (HORVÁTH et al. 2015). A Bükkalja idősebb piroklasztitjaiban előforduló nagy mennyiségű andezit litoklaszt szintén arra utal, hogy a területen korábbi andezites vulkáni-szubvulkáni tevékenység folyhatott. Úgy vélhetjük, hogy ezek a vulkáni-magmás események, amelyek még nem kellően ismertek fedettségük miatt, okozhatták azt a földkéreg felfűtést, amely elősegítette, hogy a plasztikusan deformálható földkéregbe jelentős mennyiségű magma helyezkedhessen el, és később ezek okozták a 14,4–17,5 közötti ignimbrit fellángolási eseményt.

Ez a vulkáni működés alapvetően riolitos-riodácitos magmát hozott a felszínre, azonban előfordulnak bennük andezit és dácit juvenilis kőzetdarabok is, továbbá egyes egységekben megjelennek olyan antekristályok (kogenetikus, de nem a kitörő magmából kristályosodott ásványfázisok), amelyek bazaltos magmából válhattak ki (LUKÁCS et al. 2005, CZUPPON et al. 2012). Mindezek alapján feltételezhető, hogy ez egy bimodális bazalt-riolit vulkanizmus lehetett, ahol a litoszféra-köpeny olvadásával keletkezett bazaltos magma a földkéreg-földköpeny határon halmozódott fel. A szilíciumgazdag magmák frakciónációs kristályosodással, több-kevesebb földkéreg asszimilációval jöttek létre, majd már sekélyebb mélységben történt további kristályosodással fejlődtek riolitos olvadékösszetétel felé (HARANGI & LENKEY 2007; LUKÁCS et al. 2007, 2009, 2018; CZUPPON et al. 2012). Ez a vulkáni működés a Pannon-medence szin-rift fázisának kezdetén indult meg és folytatódott még akkor is, amikor a litoszféra és a földkéreg már jelentékenyen elvékonyodott,



9. ábra. A szilíciumgazdag magmák kitörése előtt több százezer éven keresztül fennállhattak a magmatározók, amelyek jelentősen befolyásolták a földkéreg termomechanikai állapotát. Az ábra a markáns összetételbeli különbséget mutató Demjén és Harsány kitörések plutoni magmatározó rendszerét mutatja, amelyek egy időben, egymástól elkülönülve létezhettek (in-situ cirkon U–Pb korok és nyomelemadatok alapján; LUKÁCS et al. 2015, 2018). MASH zóna: a földkéreg és földköpeny határán kialakult, nyílt rendszerű magmatározó (MASH: Melting, Assimilation, Storage and Homogenization, azaz olvadás, kéregbeolvasztás, tárolás és homogenizáció; HILDRETH & MOORBATH 1988)

Figure 9. *Conceptual model for the magma storage system yielding the large Demjén and Harsány volcanic eruptions. The silicic magma reservoirs could have existed over several 100's kyr before the eruptions and affected considerably the thermomechanical properties of the continental crust. Based on the extensive zircon in-situ U–Pb dates and trace element data (LUKÁCS et al. 2015, 2018), the Demjén and Harsány plutonic systems had distinct magma composition, but coexisted presumably spatially separated from one another. MASH zone: extensive, open-system magma reservoir developed at the crust-mantle boundary (MASH: Melting, Assimilation, Storage and Homogenization; HILDRETH & MOORBATH 1988)*

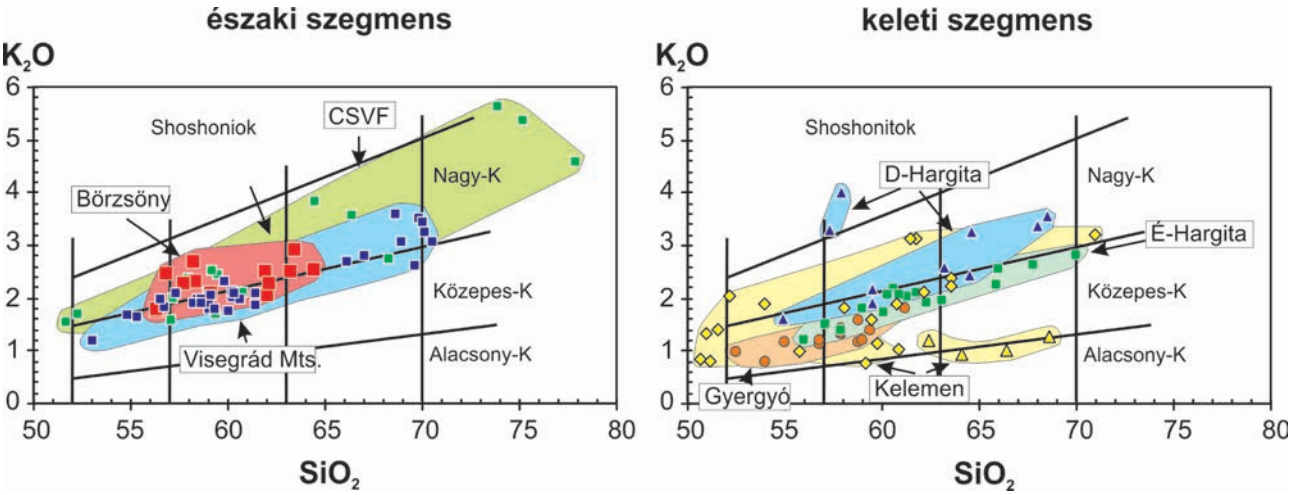
azaz a szilíciumgazdag vulkanizmus riftesedéshez köthető és ezzel az új-zélandi Taupo vulkáni zóna működéséhez hasonlítható. Ez a magmás tevékenység jelentősen befolyásolta a földkéreg állapotát, a felfűtés hozzájárulhatott a szénhidrogén-éréshez, és elősegíthette a litoszféramegnyúlást is, amelyek vizsgálata még további kutatást igényel.

Mészalkáli andezit-dácit vulkanizmus

Mészalkáli jellegű andezit-dácit, helyenként riolit vulkáni komplexumok a Pannon-medence északi és keleti peremén, a Kárpátok orogén ívével párhuzamosan jelennek meg. Habár ez az elrendeződés, a kőzetek típusa és kémiai összetétele a lemeztektonikai modell szerint közvetlen

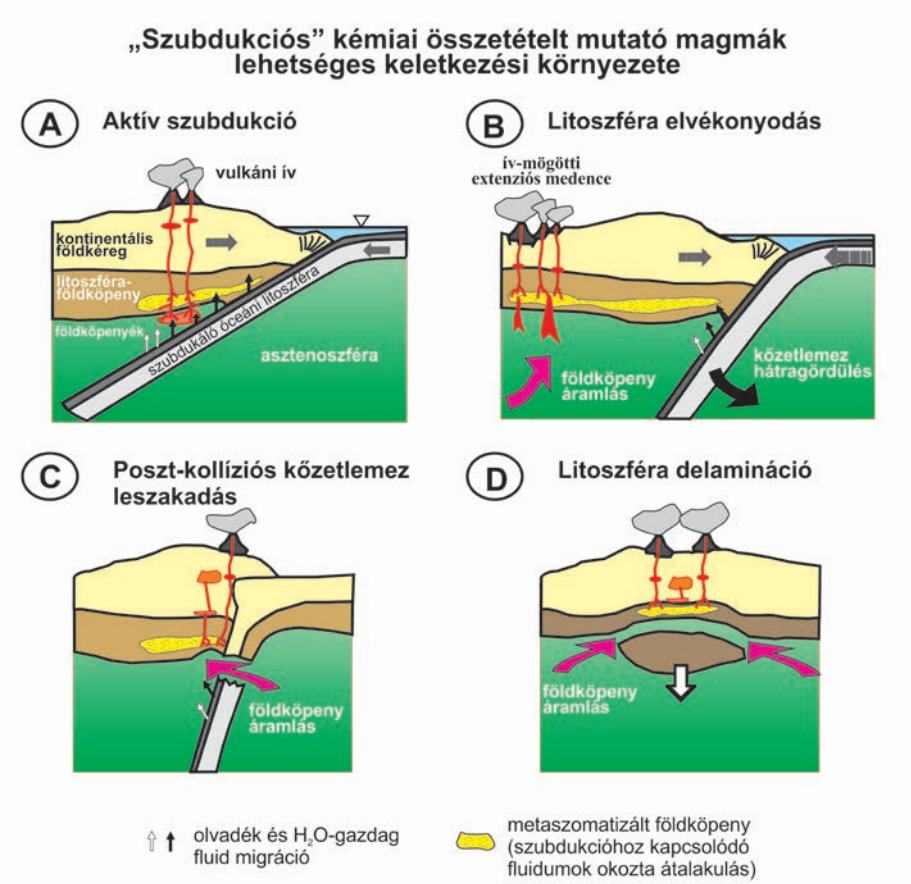
szubdukciós eredetet sugall, a részletes kutatások mégis ettől eltérő következtetést hoztak. A vulkáni öv két szegmense (északi, illetve keleti) mind a vulkánok térbeli előfordulását és korát, mind a kémiai összetételét tekintve markáns eltérést mutat (LEXA & KONECNY 1975; BALLA 1981; LEXA et al. 1993; HARANGI 2001a; SEGHEDI et al. 2004a, 2005; HARANGI & LENKEY 2007; HARANGI et al. 2007). Az északi szegmens vulkánossága időben jóval hosszabb volt (16.5–10 Ma; PÉCSKAY et al. 1995, 2006), egyes térségeken, mint például a Közép-Szlovákiai vulkáni területen (KONECNY et al. 1995a, HARANGI et al. 2007) pedig folyamatos vulkáni működés zajlott e teljes időszak alatt. Ezzel szemben a keleti szegmensen 13–14 millió éve indult meg a vulkáni működés, egy adott területen csak rövidebb ideig tartott, és időben egyre inkább délkelet felé vándorolt (PÉCSKAY et al. 1995, 2006). A területi elterjedést tekintve az északi szegmensen a vulkáni felépítmények mélyen a Pannon-medence elvékonyodott litoszférával jellemzett területére húzódnak. A Szalánc–Tokaji-hegység vulkáni vonulata a Kárpátok ívéhez képest merőlegesen nyúlik el a medence felé. Ezzel szemben a keleti szegmens vulkáni területei párhuzamosak a Kárpátok ívével, és egyre közelítik a Külső Kárpátok flis övét. A Hargita déli részén lévő vulkánok már a flis takaróra települtek. Kémiai összetételüket tekintve az északi szegmens kőzetei káliumban jellemzően gazdagabbak (*10. ábra*; HARANGI 2001a, HARANGI et al. 2007). Mindezek a különbségek eltérő keletkezési környezetet, eltérő geodinamikai kapcsolatot sejtetnek.

Az északi szegmens vulkanizmusa szoros összefüggést mutat a Pannon-medence litoszféra-elvékonyodásával (LEXA & KONEČNY 1975; LEXA et al. 1993; HARANGI 1999; HARANGI et al. 2001, 2007; KONEČNY et al. 2002; HARANGI & LENKEY 2007). Sőt, NEMČOK & LEXA (1990) szinvulkáni extenziós árokszerkezeteket írt le a Közép-Szlovákiai vulkáni területen, hasonlóan a Tokaji-hegységhez (GYARMATI 1977). Az északi szegmens vulkáni képződményeiben, elsősorban az idősebb (15–16,6 Ma) kőzetekben különösen gyakori az almandin gránát, ami szintén a vulkanizmus tágulásos képződési környezetét jelzi (HARANGI et al. 2001). HARANGI et al. (2001, 2007) geokémiai és petrogenetikai modellszámításai szerint az elsődleges bazaltos magmák korábbi szubdukcióhoz kapcsolódó metaszomatizált litoszféra-földköpeny részleges olvadása során alakultak ki. A mafikus magmák megakadtak a földkéreg alatt, és többkevesebb kéreganyagot olvasztottak magukba. Metaüledékes kéreganyag beolvasztása jelentősen megnövelhette a magma alumíniumtartalmát, ami hozzájárulhatott a gránát kristályosodásához. A később felszínre törő magmákban már nem találunk gránátot, a kémiai összetételben pedig kisebb mértékű kéregbeolvasztás tapasztalható. Ez összhangban van az egyre vékonyodó litoszféra-kőzetlemezzel, az egyre vékonyodó földkéreggel (*11. ábra, B*). A magmák kémiai összetételében 13 millió éve tapasztalható egy markáns változás, amikor a bazaltos magmák már az asztenoszféra-földköpeny olvadása során jöttek létre (*12. ábra*). A Közép-Szlovákiai terület vulkánosságának második felében már inkább egy bazalt-riolit vulkáni működés zajlik. A riolitok bazaltos magmák farkcionációs kristályosodásával alakultak ki, a 10 millió éves bazaltok összetétele pedig már sok hasonlóságot mutat a később keletkezett alkáli bazaltokkal (HARANGI et al. 2007, HARANGI & LENKEY 2007). Az első alkáli bazalt magmák mintegy két millió év eltelte után törtek a felszínre. Az utolsó kitörés 100 ezer éve volt (Putikov vulkán; ŠIMON & HALOUZKA 1996, ŠIMON & MAGLAY 2005), ami azt jelenti, hogy a Közép-Szlovákiai vukáni mező térségében 16 millió éve folyamatosan fennállt, és az utolsó kitörések alapján mondhatjuk, hogy még mindig fennáll a magmaképződés lehetősége. A geokémiai adatok és a modellszámítások eredményei azonban mutatják azokat a változásokat, amik összefüggnek a terület geodinamikai környezetének változásával. Bár a 10–16 millió éves vulkáni kőzetek sok szempontból hasonlóak az aktív szub-



10. ábra. A Kárpátok előterében megjelenő mászalkáli vulkáni sorozatok kémiai összetétele az északi és keleti szegmens reprezentatív területein (adatok: MASON et al. 1996; HARANGI et al. 2001, 2007).

Figure 10. *Chemical composition of the Miocene to Quaternary calc-alkaline volcanic rocks in representative areas of the northern and eastern segments of the volcanic chain (data: MASON et al. 1996; HARANGI et al. 2001, 2007)*

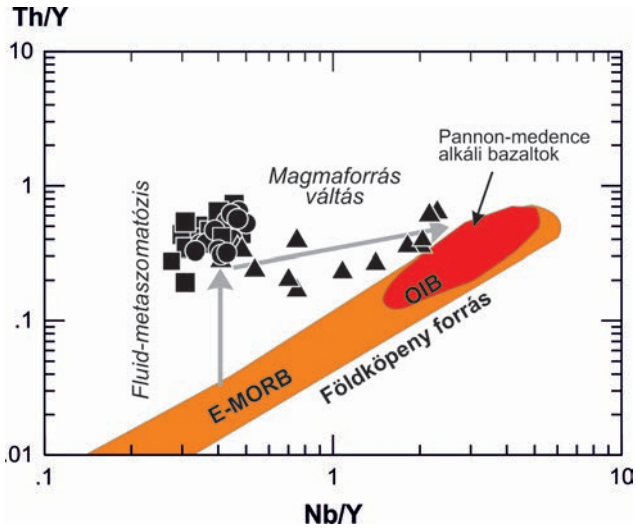


11. ábra. „Szubdukciós" kémiai összetételt (nagy térerejű nyomelemekben, pl. Nb, Ta, Zr, Hf viszonylagos szegényedést, míg a fluid-mobilis, nagy ionsugarú litofil nyomelemekben, pl., Rb, Ba, Sr viszonylagos gazdagodást) mutató vulkáni kőzetek lehetséges keletkezési környezetei HARANGI et al. (2006) nyomán

Figure 11. *Possible geodynamic settings of volcanic rocks showing subduction-style chemical composition (relative depletion in high field strength elements, such as Nb, Ta, Zr and Hf and enrichment in fluid-mobile, large ion lithophile elements, such as Rb, Ba and Sr) based on HARANGI et al. (2006)*

dukciós zónákban találtakkal, a részletes kőzettani és geokémiai elemzés, valamint a kapcsolódó tektonikai vizsgálatok feltárták, hogy ez a vulkáni működés egy extenziós, majd egy azt követő posztextenziós környezetben zajlott.

A Keleti-Kárpátok mentén húzódó mészalkáli vulkáni vonulatot már LEXA & KONEČNY (1975) is ívjellegűnek írta le (*arc-type*) és a román kutatók is szigetív jellegűnek értelmezték (BLEAHU et al. 1973, BOCCALETTI et al. 1973). Ugyanígy foglalt állást később SZABÓ et al. (1992) is. A vulkáni működés ideje (<13 Ma; PÉCSKAY et al. 2006) azonban nem egyezik az aktív szubdukció idejével. NEMČOK et al. (1998) és SEGHEDI et al. (1998) ezért a vulkáni működést az alábukó kőzetlemez leszakadási időszakára tette, ami összhangban van azzal is, hogy a vulkáni ív közel húzódik a Kárpátok ívéhez. A vulkáni ívek elhelyezkedése nem véletlenszerű, TATSUMI (1986) elemzése szerint az elsődleges vulkáni ívek 100–120 kilométerre vannak az alábukó kőzetlemez felett, összhangban az amfibol alsó stabilitási határával és az e felett történő magmaképződés optimális helyzetével. A Keleti-Kárpátok vulkáni vonulata meglehetősen közel van a Kárpátok íve mentén feltételezett szubdukciós szuturához, ami vagy egy már közel függőlegesen alábukó kőzetlemezt feltételez, vagy a magmaképződés a szubdukált óceáni kőzetlemez leszakadásához, illetve az azt követő folyamatokhoz kapcsolódhat. MASON et al. (1998) a kőzetlemez-leszakadás elméletét fejlesztették tovább magyarázatot keresve a vulkáni működés epizodikus jellegére és délkelet felé való vándorlására. Értelmezésükben egy egyre sekélyebben leszakadó kőzetlemezzel számoltak (*11. ábra, C*), a vulkáni működést pedig ahhoz kötötték, amikor a lesüllyedő kőzetlemez elérte a 100 km körüli mélységet, az optimális magmaképződés helyét. SEGHEDI et al. (2004a, 2005, 2011) és SEGHEDI & DOWNES (2011) már a vulkáni működés posztkollíziós jellegét hangsúlyozzák, miszerint a vulkáni működés nagy része jóval az aktív szubdukció, sőt a kontinens kollíziót követően történt. A magmaképződés okára MASON et al. (1998) modelljét követően SEGHEDI et al. (2019) adott magyarázatot. Értelmezésük szerint a vulkáni működés és a szomszédos medenceképződés egy időben zajlott és ebben nagy szerepe volt egy dél felé propagáló oldaleltolódásos (strike-slip) és normál vető menti mozgásnak. A metaszomatizált litoszféra-földköpeny részleges



12. ábra. A Pannon-medence északi részén előforduló kevéssé differenciált mészalkáli (MgO>3 wt%) vulkáni kőzetminták nyomelem összetétele markáns váltást jelez a magmák forrásterületében kb. 13 millió évvel ezelőtt. A vulkánkitöréseket tápláló magmák először metaszomatizált litoszféra-földköpeny-anyag részleges olvadása során alakultak ki, majd ahogy a litoszféra elvékonyodás előrehaladt (<15 Ma), egyre inkább a felnyomuló asztenoszféra-földköpeny részleges olvadása során keletkeztek (HARANGI et al. 2007)

Figure 12. *Trace element composition of less differentiated (MgO>3 wt%) calc-alkaline volcanic rocks in the northern part of the Pannonian Basin shows a marked change around 13 Ma suggesting a change in the magma source regions. The magmas were formed initially by partial melting of metasomatized lithospheric mantle and then along with the progressive thinning of the lithosphere (<15 Ma), magma generation shifted to the underlying asthenosphere (HARANGI et al. 2007)*

olvadásával létrejött magmák mind az alsó (Eurázsiai), mind a felső (Tisza–Dacia) kéregtömböt átszelték, és a kollízió során keletkezett töréses szerkezetekkel kialakított gyengeségi földkéreg zónákba nyomultak. A szerzők szerint a posztkollíziós vulkanizmusnak az egyik markáns eltérése a klasszikus vulkáni ív vulkanizmushoz képest az, hogy a magmás események és a vulkanizmus nem a teljes íven egyszerre zajlik, hanem a térben és időben változó tektonikai események szabályozzák. A magma felszínre kerülését a posztkollíziós transztenziós szerkezeti környezet segítette (FIELITZ & SEGHEDI 2005).

A Hargita déli részének vulkanizmusa a fiatal vulkáni működés miatt nagyobb figyelmet kapott (SEGHEDI et al. 2011). Itt több éles váltás tapasztalható a felszínre törő magmák kémiai összetételében. A Dél-Hargita vulkáni működése 5,3 millió éve (PÉCSKAY et al. 1995) kezdődött. Ekkor mészalkáli andezit-dácit kőzetek jöttek létre, majd 2,8–3,9 millió éve élesen megváltozott a kémiai összetétel. A felszínre törő magmák káliumtartalma és inkompatibilis nyomelem-koncentrációja megnőtt, bórtartalma viszont élesen lecsökkent (MASON et al. 1996, HARANGI & LENKEY 2007, HARANGI et al. 2007, SEGHEDI et al. 2011). Ezt egy újabb változás követte 1 millió évvel ezelőtt, amikor még jobban nőtt a kálium tartalom, a Sr- és Ba-koncentráció, továbbá csökkent a nehéz ritkaföldfém-tartalom (SEGHEDI et al. 1987, MASON et al. 1996, VINKLER et al. 2007, MOLNÁR et al. 2018). Ez a változás a magmaképződésben történt váltásra utal. Az első magmaösszetételbeli váltás területi helyzete egyezést mutat a Trotus tektonikai vonallal, ami két erősen különböző kontinentális területet választ el egymástól. Az eltérő kéregvastagság és termomechanikai tulajdonság miatt a kontinentális kollízió jellege is eltért (CLOETINGH et al. 2004), ami hatást gyakorolhatott a magmaképződésre. Figyelemre méltó, hogy a Dél-Hargita alatt nem észleltek alábukó kőzetlemezt a Vrancea térségtől északra, amely arra utal, hogy a magmaképződésben nem lehetett szerepe a szubdukáló kőzetlemeznek. A térség legfiatalabb vulkánját, a csomádi lávadóm mezőt egy homogén, káliumban gazdag dácitos magma táplálja, mely mellett 950 ezer éve shoshonitos kripodómok is létrejöttek (MOLNÁR et al. 2018, 2019). SEGHEDI et al. (2004a, 2005, 2011) szerint ezek úgynevezett adakitos (nagy Sr/Y aránnyal jellemezhető) magmák, amelyek a Vrancea zóna alatt alábukó kőzetlemez olvadása során jöhettek létre. Az olvadást a kőzetlemez részleges leszakadása, asztenoszféra-áramlás és/vagy a litoszféra-résbe benyomult asztenoszféra-anyag hőhatása okozhatta (SEGHEDI & DOWNES 2011). SPERNER et al. (2011) szerint azonban még nem történt meg a szubdukáló kőzetlemez letörése a Vrancea térség alatt. GÎRBACEA & FRISCH (1998) és CHALOT-PRAT & GÎRBACEA, (2000) ezzel szemben azzal számoltak, hogy a késő-miocén hátragördülő szubdukciót követően litoszféra-leválás történt, mégpedig a litoszféra-földköpeny horizontális felhasadásával (*11. ábra, D*). A leváló litoszféra kőzettest fölé friss asztenoszféra anyag áramlott, aminek nyomáscsökkenéses olvadása alkáli bazaltmagmát eredményezett, részben pedig a litoszféra-földköpenyt fűtötte át, aminek részleges olvadása vezetett a Csomád elsődleges magmájához. HARANGI et al. (2013) a magmaképződést ehhez hasonlóan képzelte el, azonban kőzetlemez-leválás helyett azt feltételezte, hogy a Vrancea alatt süllyedő kőzetlemez okozta húzásos feszültség felszakíthatta lokálisan a litoszféra alsó részét, és az ékszerű törésekbe nyomuló asztenoszféra-anyag okozhatta a magmaképződést a mélységtől függően. A Csomád alatt a metaszomatizált litoszféra-földköpeny alsó része olvadhatott meg az asztenoszféra hőhatása következtében, míg Persány alatt az erőteljesebb kinyílás miatt az asztenoszféra-földköpeny sekélyebb mélységbe tudott nyomulni, és a nyomáscsökkenéses olvadás alkáli bazaltmagmákat eredményezett. A térség geodinamikailag még mindig aktív, a mélybeli folyamatok, a tektonikai mozgások, valamint a magmagenezis együttes tisztázása még ad bőven feladatot a kutatóknak.

Végül fontos felhívni a figyelmet arra, hogy a Kárpátok előterében húzódó vulkáni vonulat mellett a Pannon-medence belsejében is vannak andezit-dácit vulkánok. Az Erdélyi-érchegység 9–15 millió éves vulkanizmusát ROŞU et al. (2004) és SEGHEDI et al. (2007) kőzetblokkforgáshoz és extenzióhoz kapcsolta. SEGHEDI et al. (2007) e területen is elkülönített sepciális kémiai összetételű, adakitos vulkáni képződményeket, amelyek eredetét ebben az esetben leváló, nagy sűrűségű eklogitos alsókéreg kőzetblokk részleges olvadásával magyarázta. A fúrások és szeizmikus szelvények alapján az Alföld északi és keleti része alatt további vulkáni mezők azonosíthatók (ZELENKA et al. 2004, BALÁZS

et al. 2018, Petrik et al. 2019), amelyek kutatása további fontos ismeretet adhat a Pannon-medence kialakulásához köthető vulkáni működésről. A paksi kutatások során teljes vertikumban feltárt andezit-dácit vulkán 19 millió éves kora és hasonlósága a Komlói Andezittel arra utal, hogy már a riftesedés megindulása során intenzív vulkáni működés folyt. Mindezek az új eredmények azt jelzik, hogy az andezit-dácit vulkanizmus nem egy ív mentén zajlott, hanem a Pannon-medence nagy részére kiterjedten.

Alkáli bazalt vulkanizmus

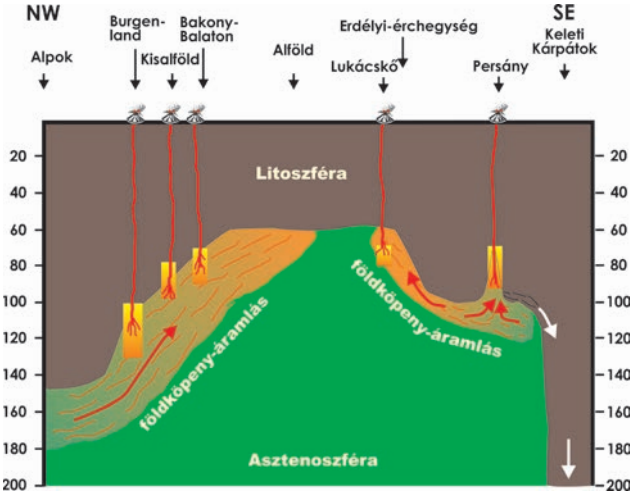
A Pannon-medencében 12 millió éve alkáli bazaltos vulkáni működés kezdődött (Balogh et al. 1990, 1994), amelynek legutolsó kitörése a Garam völgyében 100 ezer éve volt (Šimon & Halouzka 1996, Šimon & Maglay 2005). A vulkáni működés több kitörési központból felépülő monogenetikus vulkáni mezőket hozott létre (Martin & Németh 2004), legfőbb időszaka 3–5 millió évvel ezelőtt volt (Balogh et al. 1986). A domináns bazaltvulkanizmus mellett alkáli trachit vulkánok is keletkeztek 11–12 millió éve, amelyek a későbbi medencesüllyedés miatt fiatal üledékkel fedve a medencealjzatba kerültek (pl. Pásztori; Harangi et al. 1995b, Harangi 2001b, Pánisova et al. 2018). Alkáli bazaltmagma nagy mélységben (>70 km), kismértékű olvadás során keletkezik, a Pannon-medence esetében ennek helyszíne az asztenoszféra-földköpenybe helyezhető (Embey-Isztin et al. 1993; Dobosi et al. 1995; Embey-Isztin & Dobosi 1995; Harangi et al. 1995b, 2013, 2015; Seghedi et al. 2004b; Ali & Ntaflos 2011; Ali et al. 2013). A vulkáni mezők létrejötte egyedi magmaképződési eseményekhez köthető (Németh 2010, Smith & Németh 2017), amihez társulhat bazaltos magmafelhalmozódás a földkéreg és földköpeny határán (Jankovics et al. 2019). A Pannon-medence alkáli bazalt területei kiváló lehetőséget nyújtanak, hogy a monogenetikus vulkáni mezők természetét jobban megértsük. Ehhez új szempontot és eredményeket adnak a nagy felbontású, kristályalapú szöveti és geokémiai kutatások (Harangi et al. 2013, 2015; Jankovics et al. 2013, 2015, 2016, 2019; Ságiet al. 2018), amelyek feltárták, hogy egy bazaltvulkáni mező működése is sok esetben komplex folyamatok eredménye. A bazaltos magmák megakadhatnak a földkéreg és földköpeny határán, akár hosszú időn keresztül is fennállhatnak, és a különböző fejlettségű magmák keverednek egymással. Ez azt jelenti, hogy a felszínre törő bazaltos magma összetétele nem csupán a forrásterület jellegétől függ, hanem azt e nyílt rendszerű petrogenetikai folyamatok (frakcionációs kristályosodás és magmakeveredés) alakítják ki. Ugyanakkor arra is van példa, hogy a bazaltos magma a földköpenyből megállás nélkül a felszínre tör (pl. Persány; Harangi et al. 2013). Kérdésként merül azonban fel, hogy vajon miért pont ebben az időben történt magmaképződés és vulkanizmus, miért nem voltak kitörések 12 Ma és 8 Ma között, és mivel magyarázható, hogy még a kvarterben is számos alkáli bazalt vulkáni működés volt?

A lemeztektonikai modell szerint alkáli bazaltos magmák forró folt területeken, lemezen belüli riftesedés területén törnek a felszínre (*2. ábra*). A Pannon-medence fő extenziós időszaka 12–17 millió évvel ezelőtt volt, azonban ez a folyamat nem volt egységes. A térség nyugati részén már kb. 22 millió éve megindult, míg a keleti területen jóval később (*5. ábra*). A szinrift fázis vége 13 Ma (nyugati területek) – 8 Ma (keleti területek) időszakra tehető (Balázs et al. 2016). A burgenlandi bazaltvulkáni működés és a Pásztori vulkán kialakulása a fő extenziós időszak végére vagy némileg azt követőre tehető. Az Alföld térségében az extenzió tovább tartott, itt jelentősebb volt a litoszféra elvékonyodása, azonban ennek ellenére nem alakult ki számottevő bazaltvulkanizmus. Csupán a Duna–Tisza közén és az Alföld déli részén tudunk posztrift üledékekkel fedett, 10–12 millió éves alkáli bazalt- esetleg trachitvulkánokról (Balázs & Nusszer 1987, Tari et al. 1999, Balázs et al. 2016). Habár eddig úgy tűnt, hogy a fő riftesedési időszakban, sőt, a jelentős litoszféra-elvékonyodás után sem volt számottevő bazaltvulkáni működés ezen a területen, az új szeizmikus szelvény értelmezési eredmények ebben új megvilágítást adhatnak. A bazaltvulkáni mezők ezzel szemben elsősorban a Pannon-medence nyugati és északi peremén jöttek létre, mégpedig ott ahol a litoszféra-asztenoszféra határ meredeken változik (Harangi et al. 2015). A 12 Ma és 8 Ma közötti vulkáni szünet összhangban van a térség regionális kompressziós időszakával (Peresson & Decker 1997, Fodor et al. 1999, Harangi 2001b). Bár 8 millió évvel ezelőtt már voltak elszórt bazaltvulkáni kitörések (pl. Tihany, Hegyestű, Selmec; Balogh et al. 1981, 2005; Balogh & Németh 2005), jelentős mértékben csak 6 millió évvel ezelőtt kezdődött az alkáli bazalt vulkanizmus (Balogh et al. 1981, 1986; Konecny et al. 1995b; Wijbrans et al. 2007). Ebben az időszakban e térségben nem volt litoszféra-extenzió, ezért felvetődött az a gondolat, hogy a magmaképződés korlátozott kiterjedésű köpenycsóvához, azaz a térség alatti forró földköpeny-felemelkedéshez (*mantle plume finger*; Seghedi et al. 2004b) kötődött, amit korábban a bazaltok Sr-Nd-Pb izotópösszetétele alapján Embey-Isztin & Dobosi (1995) és Embey-Isztin et al. (2001) is felvetett.

Harangi & Lenkey (2007) és Harangi et al. (2015) részletesen tárgyalta a bazaltvulkanizmus esetleges köpenycsóva kapcsolatát, azonban számos érv (pl. a vulkáni mezők területi elhelyezkedése, a felboltozódás hiánya, a bazaltok nem mutatnak anomálisan magas hőmérsékletű földköpeny forrásanyagot, és a térség alatt egy nagy sebességű szeizmikus anomália van az Átmeneti Zónában) alapján elvetette ennek lehetőségét. Hasonló következtetésre jutott Ali & Ntaflos (2011) és Ali et al. (2013) is a Pannon-medence nyugati peremén lévő alkáli bazaltok vizsgálata során. Harangi et al. (2015) modellszámításai szerint a magmaképződés 90–120 km mélységben indult az asztenoszférában, és az olvadási oszlopok felső nyomás értékei összhangban vannak a litoszféra-asztenoszféra határ mélységével (LAB; Horváth et al. 2006a). Ahhoz, hogy ilyen mélységben olvadás történjen, egy heterogén föld-

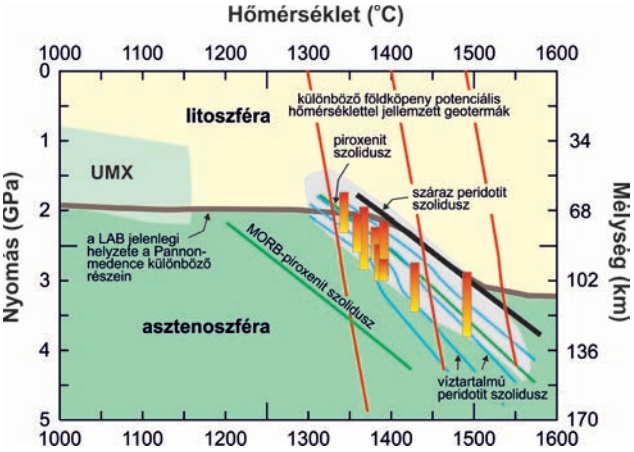
köpeny szükséges (*13. ábra*), amely tartalmaz kis mennyiségben vizet (GREEN 1973, 2015; GREEN et al. 2010; KOVÁCS et al. 2012b) és/vagy alacsonyabb olvadáspontú kőzeteket, mint például piroxenitet vagy eklogitot (WANG et al. 2002, KOGISO et al. 2004, KOGISO & HIRSCHMANN 2006, SOBOLEV et al. 2007). A bazaltvulkáni mezők területi elhelyezkedésének oka azonban még megválaszolásra vár. HARANGI & LENKEY (2007) és HARANGI et al. (2015) szerint ennek magyarázata az lehet, hogy a Pannon-medence alatti litoszféra erős elvékonyodása egyfajta „vékonypontot" („thin-spot") hozott létre, ami elősegítette az asztenoszféra anyag feláramlását (*14. ábra*). Az alpi és nyugat-kárpáti vastag litoszféra alól érkező asztenoszféra-anyag a meredeken változó litoszféra-asztenoszféra határ mentén emelkedett felfelé, közel függőleges komponenssel. Az asztenoszféra földköpenyre értelmezett szeizmikus anizotrópia irányok (Ny–K és ÉNy–DK; KOVÁCS et al. 2012a, SONG et al. 2019) összhangban vannak ezzel a feltételezéssel. Ennek következtében a földköpenyanyag egyre kisebb nyomásra került, és emiatt csökkent az olvadáspontja, ami kismértékű olvadáshoz vezetett, és alkáli bazaltos magmák jöttek létre. Fontos rámutatni arra, hogy ez az állapot mind a mai napig fennállhat, amire utalnak a kvarter bazaltvulkáni kitörések mind a Stájer-medencében (pl. Stradner Kogel; BALOGH et al. 1994), mind a Selmec és Nógrád–Gömör térségben (BALOGH et al. 1981, KONECNY et al. 1995b, ŠIMON & MAGLAY 2005). A legutolsó 100 ezer évvel ezelőtti bazaltvulkán-kitörés (Putikov) esetében a geokémiai modellszámítások (HARANGI et al. 2015) azt jelzik, hogy az asztenoszféra-földköpeny tartalmaz alacsony olvadáspontú anyagot, azaz magmaképzésre hajlamos. A bazaltos magma egy oldalelmozdulásos vetőzónában talált utat magának, a Putikov környezetében még mindig viszonylag magas hőáramot állapítottak meg.

A térség domináns alkáli bazalt vulkanizmusától területileg elkülönül a Persányi-hegység nyugati előterében kialakult bazaltvulkáni mező (SEGHEDI & SZAKÁCS 1994, DOWNES et al. 1995, HARANGI et al. 2013, PANAIOTU et al. 2013, SEGHEDI et al. 2016). A vulkáni működés itt kis térfogatú bazaltvulkánokat hozott létre 1,3 és 0,6 Ma között (PANAIOTU et al. 2013). A bazaltok geokémiai összetétele asztenoszféra eredetet, 1300 °C földköpeny hőmérsékletet és 70–90 km magmaképződési nyomást jelez, ami alapján HARANGI et al. (2013) azt feltételezte, hogy a litoszféra alsó részén egy ék alakú felnyílás történhetett a Vrancea térség alatt süllyedő litoszféra blokk húzó hatása következtében (14. ábra). A résbe benyomuló asztenoszféra anyag részleges olvadásával jöhettek életre a vulkáni működést tápláló alkáli bazaltos magmák, amelyek a számítások szerint (HARANGI et al. 2013) nagyon gyorsan, akár 4–5 nap alatt áttörhették a földkérget. Figyelemre méltó, hogy a Persányi vulkáni mező alatt 20–60 km mélységben, egy függőleges zóna mentén POPA et al. (2012) kis sebességű szeizmikus anomáliát mutatott ki, ami utalhat arra, hogy a terület még potenciálisan aktív lehet.



14. ábra. A Pannon-medence késő-miocén–kvarter alkáli bazalt vulkanizmusának lehetséges oka HARANGI & LENKEY (2007) és HARANGI et al. (2015) nyomán. A színes téglalapok a bazaltok főelem- és nyomelemadatai alapján modellezett magmaképződés, azaz olvadási oszlop mélységet mutatják

Figure 14. *Proposed model for the reason of the Late Miocene to Quaternary alkaline basalt volcanism of the Pannonian Basin (HARANGI & LENKEY 2007, HARANGI et al. 2015). Asthenospheric mantle flow induced by sharp changes in the lithosphere-asthenosphere boundary. The melting columns calculated from the major and trace element composition of the basalts are shown based on HARANGI et al. (2015)*



13. ábra. A Pannon-medence alkáli bazalt magmáinak kialakulási körülménye petrogenetikai modellszámítások alapján (HARANGI et al. 1995b, 2013, 2015; HARANGI & LENKEY 2007)

Az olvadási oszlop téglalapok a bazaltok főelem- és nyomelem-összetételéből számolt olvadási nyomás és hőmérséklet viszonyait mutatják (HARANGI et al. 2015). Az olvadási területek a száraz peridotit szolidusz (HIRSCHMAN 2000) alatt vannak, az olvadás víztartalmú peridotit és/vagy piroxenit jelenlétével magyarázható (víztartalmú peridotit szolidusz HIRSCHMANN 2006, piroxenit szolidusz KOGISO et al. 2003, MORB-típusú piroxenit szolidusz PERTERMANN & HIRSCHMANN 2003 alapján). UMX: a bazaltokban lévő ultramafikus xenolitok származási helye SZABÓ et al. (1995), EMBEY-ISZTIN et al. (2001) és KOVÁCS et al. (2012a) alapján.

Figure 13. *Melt generation condition for the alkali basalt magmas of the Pannonian Basin based on petrogenetic model calculations (HARANGI et al. 1995b, 2013, 2015; HARANGI & LENKEY 2007).*

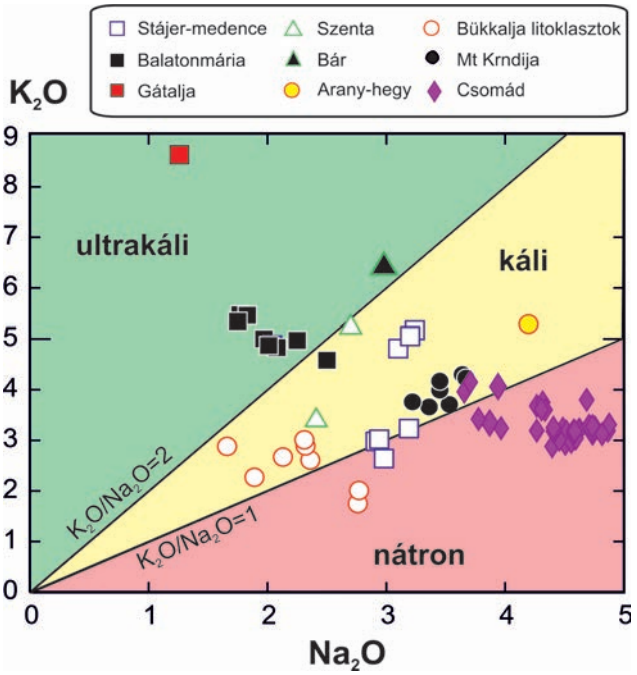
The melting columns are constrained by pressure and temperature values calculated from the major and trace element composition of the most primitive basalts (HARANGI et al. 2015). Melting occurred beneath the dry peridotite solidus (HIRSCHMAN 2000), thus presence of water and/or pyroxenite is required in the magma source regions (wet peridotite solidus curves: HIRSCHMANN 2006, pyroxenite solidus: KOGISO et al. 2003, MORB-type pyroxenite solidus: PERTERMANN & HIRSCHMANN 2003). UMX: source regions of the ultramafic xenoliths found in the basalts based on SZABÓ et al. (1995), EMBEY-ISZTIN et al. (2001) and KOVÁCS et al. (2012a)

Káli–ultrakáli vulkanizmus

A káliumban gazdag vulkáni kőzetek ($K_2O/Na_2O>2$ és $K_2O>3t\%$ esetében hívjuk ultrakáli kőzetnek, míg $K_2O/Na_2O=1–2$ és $K_2O>3t\%$ esetében használatos a káligazdag jelző; FOLEY et al. 1987) speciális kémiai összetételükkel (pl. jelentős inkompatibilis nyomelem-koncentráció) viszonylag ritkák a Földön, bár nagyon változatos lemeztektonikai helyzetekben jelennek meg (FOLEY et al. 1987, NELSON et al. 1992). Megtalálhatók kratoni kontinentális területeken (pl. Nyugat-Ausztrália, Nyugat-USA, Dél-Afrika, Antraktisz lamproitjai és kimberlitjei), megjelennek orogén területeken (pl. Délkelet-Spanyolország, Nyugati- Alpok, Indonézia, Olaszország), sőt kontinentális rift térségekben is (pl. Kelet-Afrikai-hasadékvölgy). Lemeztektonikai helyzetük sokszor erősen vitatott, mivel bizonyos helyeken korábbi szubdukciós esemény utáni extenziós feszültségtérben keletkeztek (pl. Olaszország középső része). Az Olaszország középső részén húzódó miocén–kvarter toszkániai magmás provincia és a Henry S. Washington által több mint egy évszázada definiált késő pleisztocén római magmás provincia (WASHINGTON 1906) káli-ultrakáli vulkáni területei a Föld legjobban kutatott magmás térségei (PECCERILLO 2005). A különleges kémiai összetétel elsőrendű oka a magma forrásterülete, amely a kálium mellett nyomelemekben gazdagodott, metaszomatizált litoszféra-földköpeny lehet. Fontos hangsúlyozni, hogy a jelentős káliumkoncentráció nem utólagos hatás (pl. ércesedéshez kötődő „kálimetaszomatózis") eredménye, hanem a magma elsődleges kémiai összetételbeli jellege. A geokémiai gazdagodás (metaszomatózis) többnyire szubdukciós környezetben történő vizes oldat és kis térfogatú olvadékokkal való átitatással, és a peridotittal történő reakcióval magyarázható. A kőzetek kémiai összetételében sok esetben felismerhető kontinentális kéreg komponens, azaz a metaszomatózist előidéző fluidumok jelentős részt a szubdukció során földköpenybe vonszolt üledékes anyagból származnak. Ezek a kis térfogatú fluidumok, ahogy a litoszféra-földköpenybe érnek, a csökkenő hőmérséklet és a megszűnő felhajtóerő miatt megakadnak (MCKENZIE 1989). A reakció során változatos ásványtársulás alakulhat ki, amelyekben a fő káliumot hordozó fázis a flogopit és pargazit. Az extrém izotópösszetétel (pl. nagy Sr-, és alacsony Nd-izotóparány) oka egyrészt az üledékes komponens idős kora lehet, de arra is van példa, hogy a radiogén izotóp gyarapodás a litoszféra-földköpenyben történik, amennyiben a metaszomatózis jóval, akár több százmillió évvel megelőzte a magmaképződést. A káli–ultrakáli kőzetek megjelenése tehát fontos jelzés arra, hogy a terület alatt erősen metaszomatizált litoszféra-földköpeny található. Ennek az extrém anyagnak a mobilizációja, azaz a részleges olvadás, litoszféra-extenzió során (nyomáscsökkenéses olvadás) vagy feláramló, magas hőmérsékletű asztenoszféra-anyag (plume) hőhatása következtében történik (THOMPSON et al. 1989), azaz e képződmények megjelenése e folyamatokról is fontos információt ad.

A Kárpát–Pannon térségben ultrakáli kőzeteket (*4.* és *15. ábra*) először HARANGI et al. (1995a) írt le: a korábban káli-bazaltnak besorolt (SZEDERKÉNYI 1980), 2,1 millió éves bári kőzetet olivin-leucititnek nevezte el, míg a Balatonmária–1 jelű fúrás középső-miocén kőzetét ultrakáli látitnak értelmezte. Ez utóbbi kőzet petrogenezisét KLÉBESZ et al. (2009) ismertette. A látit mind korban, mind kémiai összetételben erős hasonlóságot mutat a Stájer-medence (Gleichenberg; SCHARBERT et al. 1981, EBNER et al. 1992) káli-látitjaival. A káli-vulkanitok közé tartozik a Dráva tektonikai vonal mentén előforduló miocén vulkáni kőzetek (Loncarski Vis és Mt. Krndija; PAMIĆ et al. 1992, 1995), továbbá a Bükkalja területén előforduló miocén riolit piroklasztitokban is megjelennek káli jellegű magmás litoklasztok. Shoshonitokat (káliumban gazdag bazaltos kőzetek, amelyek a káli típusú kőzetek alsó határán vannak) találunk még a Stájer-medencében (Weitendorf; KRAINER 1987, EBNER et al. 1992), és kémiai összetételében szintén shoshonit a Csomád lávadómmező két, 950 ezer éves kriptodómja (SEGHEDI et al. 1987, SZAKÁCS et al. 1993, MASON et al. 1996, MOLNÁR et al. 2018).

A káli–ultrakáli vulkanitok egy része középső-miocén korú (15–17 Ma; BALOGH et al. 1994, HARANGI et al. 1995a, PAMIĆ et al. 1995), amelyek mellett figyelmet érdemelnek a kvarter előfordulások. Ezek a Pannon-medence déli peremén egy nyugat–kelet irányú sávban helyezkednek el: bári leucitit (2,1 Ma; BALOGH et al. 1986), gátaljai (Gataia) lamproit (1,3 Ma; SEGHEDI et al. 2008) és az Erdélyi-érchegység déli peremén lévő Arany-hegy shoshonitja (1,6 Ma; SEGHEDI et al. 2004a). Érdekes megemlíteni, hogy e sáv



15. ábra. A Pannon-medence káliumban gazdag vulkáni kőzeteinek osztályozása FOLEY et al. (1987) kritériuma szerint. Adatok: KRAINER 1987; EBNER et al. 1992; PAMIĆ et al. 1992, 1995; HARANGI et al. 1995a; MASON et al. 1996; SEGHEDI et al. 2004a, 2008; VINKLER et al. 2007; MOLNÁR et al. 2018, 2019

Figure 15. *Classification diagram (based on the criteria of FOLEY et al. 1987) for the K-rich volcanic rocks of the Pannonian Basin. Data: KRAINER 1987; EBNER et al. 1992; PAMIĆ et al. 1992, 1995; HARANGI et al. 1995a; MASON et al. 1996; SEGHEDI et al. 2004a, 2008; VINKLER et al. 2007; MOLNÁR et al. 2018, 2019*

további keleti folytatásában van a csomádi shoshonit-előfordulás is.

A térség káli–ultrakáli vulkáni kőzetei fontos geodinamikai információt adnak. A leglényegesebb, hogy az ilyen összetételű magmához szükséges egy erősen metaszomatizált földköpeny forrás, ami csak a litoszféra alsó részén képzelhető el. Ebből a szempontból lényeges hangsúlyozni azt, hogy a középső-miocénben az Alcapa-egység alatt kellett lennie litoszféra-földköpenynek, szemben HORVÁTH et al. (2006a) felvetésével, akik szerint az Alcapa-egység egy vastag földkéregblokk formájában szabadult ki az alpi régióból és mozgott északkelet felé. A litoszféra-földköpeny létét támasztják alá az alkáli bazaltokban előforduló földköpeny eredetű ultramafikus kőzetzárványok vizsgálati eredményei is, miszerint a sekélyebb mélységben idősebb litoszféra peridotitjai jelennek meg, míg mélyebben asztenoszféra-anyag frissen a litoszférához kapcsolódó kőzetei fordulnak elő (KOVÁCS et al. 2012a). A középső-miocén korú ultrakáli kőzetek esetében a litoszféra elvékonyodása eredményezhette a részleges olvadást (HARANGI et al. 1995a), azonban a kvarter káli-ultrakáli kőzetek keletkezése már nehezebben magyarázható. A bári leucitit és a gátaljai lamproit izotóp és nyomelem összetétele jó hasonlóságot mutat (SEGHEDI et al. 2008), mindkét kőzet összetétele azonban erősen eltér a térség többi ultrakáli kőzetétől (HARANGI et al. 1995a). Vélelmezhető, hogy forrásterület metaszomatózisát asztenoszférából származó, kis térfogatú, illókban gazdag alkáli bazaltos olvadékok okozhatták (HARANGI et al. 1995a, SEGHEDI et al. 2008), hasonlóan a Gátaljától délre található Bogovina (Szerbia) 30 millió éves lamproitjához (PRELEVIC et al. 2005). A magmaképződés oka egyelőre nem teljesen világos. Az ultrakáli kőzetek azon a területen vannak, ahol a térség legnagyobb hőfluxusát határozták meg (120 mW/m^2; LENKEY et al. 2002, HORVÁTH et al. 2015), és ahol a litoszféra-asztenoszféra határ mélységében erős csökkenés tapasztalható. Feltehető, hogy friss asztenoszféra anyag feláramlás hőhatása okozhatta a metaszomatizált litoszféra kismértékű olvadását és/vagy a Pannon-medence tektonikai inverziós fázisában a differenciált vertikális mozgás váltotta ki a térség déli peremén az izolált magmaképződést.

Záró gondolatok

Horváth Ferenc professzor munkássága szorosan összefonódott a lemeztektonika elméletének hazai bevezetésével, térhódításával, majd a dinamikus geodinamikai modellek finomodásával. A Kárpát–Pannon térség kiváló természeti laboratórium a mély földköpeny folyamatok, a kőzetlemezmozgások és kölcsönhatások, földkéreg és litoszféra léptékű szerkezeti változások, és a felszíni események bonyolult kapcsolatrendszerének vizsgálatára. Ebben kulcsszerepe van a magmás folyamatoknak és a vulkáni működésnek is. Az elmúlt 50 év kutatásai fontos alapadatokat eredményeztek, emellett jelentős ismereteket szereztünk a magmaképződés okairól és a vulkáni működés geodinamikai összefüggéseiről. A szeizmikus szelvények és fúrásadatok értékelése lehetővé tette elfedett, eddig nem ismert vulkáni képződmények, vulkáni kitörési események azonosítását, amiben további érdekes eredmények várhatók. A vulkáni működés forrástól a felszínig való kutatási módszere segít jobban megérteni azt is, hogy mi okozza a vulkánkitöréseket, mi történik a magmatározókban. Ennek vizsgálatára térségünk vulkáni képződményei kiváló lehetőséget adnak, amivel a vulkanológiai megismeréshez, a vulkáni veszélykezeléshez is hozzá lehet járulni. A vulkáni és plutoni kőzetek kapcsolata, a magmás folyamatok időbeli lefolyásának elemzése szintén tág kutatási perspektívát ad, és fontos, nemzetközi érdeklődésre számot tartó új eredményeket hozhat. Az egyes vulkáni területek (pl. Mátra, Tokaji-hegység, Kelemen) aprólékos kőzettani–vulkanológiai vizsgálata eddig nem vagy nem kellően ismert folyamatokat tárhat fel, mint például újabb nagy, a környezetre is befolyást jelentő térségbeli vulkánkitörések azonosítását, hatalmas vulkáni lejtőösszeomlás események rekonstruálását, ezek tektonikai kapcsolatát világíthatja meg. Nem dőlhetünk tehát hátra, a mű nincs készen, tennivaló van bőven, a tudományos megismerés, az új módszerek újabb és újabb kérdéseket vetnek fel. és az ezekre adott válaszok akár a korábbi modellek átgondolását is igényelhetik. A számítástechnikai háttér bővülése lehetőséget ad bonyolult integrált numerikus modellek futtatására és elméletek tesztelésére (pl. ANDRIĆ et al. 2018, BALÁZS et al. 2018), a geofizikai inverziós modellek eredményei alapján minden eddiginél jobban megérthetjük a földköpenyben zajló folyamatokat (pl. QORBANI et al. 2016, SONG et al. 2019, ULUOCAK et al. 2019), összefüggéseket találhatunk a tektonikai és üledékképződési folyamatok között (BALÁZS et al. 2016, 2017), továbbá jobban megérthetjük a magmás folyamatok időbeli, térbeli és termális kapcsolatait (pl. LAUMONIER et al. 2019). A 21. század a numerikus modelleké, amikhez azonban szorosan kell társítani a hagyományos megfigyelés és mérési adat alapú értelmezést és következtetéseket. Mindez segíthet jobban megérteni térségünk kialakulását és komplex fejlődését. Ezek az alapkutatásokból származó tudományos ismeretek pedig biztosabb alapot adnak ahhoz, hogy értsük környezetünk viselkedését, hatékonyabban és környezettudatosan használhassuk fel természeti erőforrásait, megismerjük és felkészüljünk a társadalomra veszélyt jelentő természeti folyamatokra, és a földtani örökségről szerzett tudást továbbadjuk a széles nagyközönség felé is, felhasználjuk a természetvédelemben, geoturisztikában. Ez ad perspektívát a következő évtizedek tudományos munkájának, amiben az új nemzedék méltóan viheti tovább Horváth Ferenc professzor szellemi örökségét.

Köszönetnyilvánítás

Az összefoglaló tanulmányban szereplő értelmezések és modellek létrejöttében vitathatatlan HORVÁTH Ferenc professzor ösztönző szerepe. Munkássága, a folyamatos megismerésre való törekvése, kritikai gondolkodása, a feledhe-

tetlen pezsgő szakmai viták mind hozzájárultak ahhoz, hogy igyekezzünk a mélyébe látni a természeti folyamatoknak, keressük az újabb és újabb érveket, gyűjtsünk újabb és újabb adatokat, és a vulkáni működés értelmezésében mindig keressük a geodinamikai kapcsolatokat is. Munkánkat ezért az ő emlékének állítjuk.

Az elmúlt évtizedekben számos kiváló szakemberrel sikerült olyan kapcsolatot teremteni, ami építette, segítette gondolkodásunkat. Nehéz mindegyiküket hiánytalanul felsorolni, azonban a kőzettani és geokémiai oldalról ki kell emelnünk Hilary Downes személyiségét, aki az 1990-es években kulcsszerepet játszott, hogy segítse a térség szakembereinek bekerülését a nemzetközi kutatói életbe. A szerzők számára ugyancsak meghatározó volt együtt dolgozni Theo Ntaflosszal, Orlando Vasellivel, Nino Seghedivel és Olivier Bachmann-nal, a hazai kutatók közül pedig főként Fodor László és Lenkey László szélesítette látókörünket. Végül, biztos alapot és pezsgő szakmai hátteret nyújtott és nyújt az MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport kollektívája. Lukács Réka Sigazdag vulkanizmusra irányuló elmúlt évekbeli kutatásait az OTKA-NKFIH posztdoktori pályázatai (PD112584 és PD 121048) és Bolyai-ösztöndíj segítették. Balázs Attila és Dobosi Gábor konstruktív bírálata segítette a kézirat végleges változatának elkészítését, Balázs Attila javaslatai különösen hozzájárultak ahhoz, hogy világosabbá tegyük a Pannon-medence tektonikai fejlődésére vonatkozó nézeteket. A tanulmány elkészítésében és megjelentetésében az OTKA-NKFIH K116528 kutatási pályázat adott anyagi segítséget.

A szerzők egyenlő mértékben járultak hozzá az összefoglaló kézirat elkészítéséhez.

Irodalom — References

Ali, S. & Ntaflos, T. 2011: Alkali basalts from Burgenland, Austria: Petrological constraints on the origin of the westernmost magmatism in the Carpathian–Pannonian Region. — *Lithos* **121/1,** 176–188. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.11.001

Ali, S., Ntaflos, T. & Upton, B. G. J. 2013: Petrogenesis and mantle source characteristics of Quaternary alkaline mafic lavas in the western Carpathian–Pannonian Region, Styria, Austria. — *Chemical Geology* **337–338,** 99–113. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.12.001

Andrić, N., Vogt, K., Matenco, L., Cvetković, V., Cloetingh, S. & Gerya, T. 2018: Variability of orogenic magmatism during Mediterranean-style continental collisions: A numerical modelling approach. — *Gondwana Research* **56,** 119–134. https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.12.007

Árkai, P. 1967: Correlation of quantitative petrographic characteristics of pyroxene andesites in the volcanic complex of the Southwestern Cserhát Hills. — *Annales Univ. Sci. Budapest., Sect. Geol.* **11,** 87–110.

Árkai, P. 1968: Correlation of rate of cooling, texture and mineralogical composition in the pyroxene andesite complex of the Cserhát Hills. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **12,** 11–30.

Árváné-Sós E. & Ravasz Cs. 1978: A komlói andezit K-Ar kora. — *MÁFI Évi Jelentése 1976-ról*, 201–208.

Bachmann, O. & Bergantz, G. W. 2008: Rhyolites and their Source Mushes across Tectonic Settings. — *Journal of Petrology* **49/12,** 2277–2285. https://doi.org/10.1093/petrology/egn068

Balázs, E. & Nusszer, A. 1987: Unterpannonischer Vulkanismus der Beckengebiete Ungarns. — *Annales of Hungarian Geological Institute* **69,** 95–104.

Balázs, A., Matenco, L., Magyar, I., Horváth, F. & Cloetingh, S. 2016: The link between tectonics and sedimentation in back-arc basins: New genetic constraints from the analysis of the Pannonian Basin. — *Tectonics* **35/6,** 1526–1559. https://doi.org/10.1002/2015tc004109

Balázs, A., Matenco, L., Vogt, K., Cloetingh, S. & Gerya, T. 2018: Extensional polarity change in continental rifts: Inferences from 3D numerical modeling and observations. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **123,** 8073–8094. https://doi.org/10.1029/2018JB015643

Balázs, A., Burov, E., Matenco, L., Vogt, K., Francois, T. & Cloetingh, S. 2017: Symmetry during the syn- and post-rift evolution of extensional back-arc basins: The role of inherited orogenic structures. — *Earth and Planetary Science Letters* **462,** 86–98. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.01.015

Balázs, A., Magyar, I., Matenco, L., Sztanó, O., Tőkés, L. & Horváth, F. 2018: Morphology of a large paleo-lake: Analysis of compaction in the Miocene–Quaternary Pannonian Basin. — *Global and Planetary Change* **171,** 134–147. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.10.012

Balla, Z. 1980: Neogene volcanites in the geodynamic reconstruction of the Carpathian region. — *Geofizikai Közlemények* **26,** 5–33.

Balla, Z. 1981: Neogene Volcanism of the Carpatho–Pannonian Region. — *Earth Evol. Sci.* **3–4,** 240–248.

Balogh, K. & Németh, K. 2005: Evidence for the Neogene small-volume intracontinental. volcanism in western Hungary: K/Ar geochronology of the Tihany Maar volcanic complex. — *Geologica Carpathica* **56/1,** 91–99.

Balogh, K., Mihalikova, A. & Vass, D. 1981: Radiometric dating of basalt in Southern and Central Slovakia. — *Zap. Karpaty, ser. Geol.* **7,** 113–126.

Balogh, K., Ebner, F. & Ravasz, Cs. 1994: K/Ar alter tertiärer Vulcanite de südöstlischen Steiermark und des südlischen Burgenlands. — In: Császár, G. & Daurer, A. (eds): *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologischen Zusammenarbeit Österreich–Ungarn*, 55–72.

BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E., PÉCSKAY, Z. & RAVASZ-BARANYAI, L. 1986: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. — *Acta Mineralogica et Petrographica Szeged* **28,** 75–93.

BALOGH, K., LOBITZER, H., PÉCSKAY, Z., RAVASZ, Cs. & SOLTI, G. 1990: K/Ar radiometric dating of the Tertiary volcanic rocks of East-Styria and Burgenland. — *MÁFI Évi Jel. 1988-ról*, 451–468.

BALOGH, K., ITAYA, T., NÉMETH, K., MARTIN, U., WIJBRANS, J. & THANH, N. X. 2005: Study of controversial K/Ar and $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of the Pliocene alkali basalt of Hegyestű, Balaton Highland, Hungary: a progress report. — *Mineralia Slovaca* **37,** 298–300.

BENIOFF, H. 1949: Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps. — *GSA Bulletin* **60/12,** 1837–1856. https://doi.org/-10.1130/0016-7606(1949)60[1837:seftfo]2.0.co;2

BEST, M. G., CHRISTIANSEN, E. H. & GROMME, S. 2013: Introduction: The 36-18 Ma southern Great Basin, USA, ignimbrite province and flareup: Swarms of subduction-related supervolcanoes. — *Geosphere* **9/2,** 260–274. https://doi.org/10.1130/GES00870.1

BEST, M. G., CHRISTIANSEN, E. H., DE SILVA, S. & LIPMAN, P. W. 2016: Slab-rollback ignimbrite flareups in the southern Great Basin and other Cenozoic American arcs: A distinct style of arc volcanism. — *Geosphere* **12/4,** 1097–1135. https://doi.org/10.1130/GES01285.1

BINDEMAN, I. N. & VALLEY, J. W. 2001: Low-delta O-18 rhyolites from Yellowstone: Magmatic evolution based on analyses of zircons and individual phenocrysts. — *Journal of Petrology* **42/8,** 1491–1517. https://doi.org/10.1093/petrology/42.8.1491

BLEAHU, M. 1985: The magmatic arc of the East Carpathians: discussion and a proposal for interpretation. — *Ann. Soc.Geol. Poloniae* **55/1/2,** 23-31.

BLEAHU, M. D., BOCCALETTI, M., MANETTI, P. & PELTZ, S. 1973: Neogene Carpathian Arc: A continental arc displaying the features of an 'island arc'. — *Journal of Geophysical Research* **78/23,** 5025–5031. https://doi.org/10.1029/JB078i023p05025

BOCCALETTI, M., MANETTI, P., PECCERILLO, A. & PELTZ, S. 1973: Young volcanism in the Călimani-Harghita mountains (East Carpathians): Evidence of a paleoseismic zone. — *Tectonophysics* **19/4,** 299–313. https://doi.org/10.1016/0040-1951(73)90025-5

BOETTCHER, A. L. 1973: Volcanism and orogenic belts — The origin of andesites. — *Tectonophysics* **17/3,** 223–240. https://doi.org/10.1016/0040-1951(73)90004-8

BOWEN, N. L. 1928: *The evolution of igneous rocks*. — Dover, New York, 334 p.

BUNSEN, R. 1851: Über die Processe der vulkanischen Gesteinsbildungen Islands. — *Ann. Phys.* **159/6,** 197–272.

BURNS, D. H., DE SILVA, S. L., TEPLEY, F., SCHMITT, A. K. & LOEWEN, M. W. 2015: Recording the transition from flare-up to steady-state arc magmatism at the Purico–Chascon volcanic complex, northern Chile. — *Earth and Planetary Science Letters* **422,** 75–86. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.04.002

CAÑÓN-TAPIA, E. & WALKER, G. P. L. 2004: Global aspects of volcanism: the perspectives of "plate tectonics" and "volcanic systems". — *Earth-Science Reviews* **66/1,** 163–182. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2003.11.001

CAPACCIONI, B., CORADOSSI, N., HARANGI, R., HARANGI, S., KARÁTSON, D., SAROCCHI, D. & VALENTINI, L. 1995: Early Miocene pyroclasitc rocks of the Bükkalja Ignimbrite Field (North Hungary) — A preliminary stratigraphic report. — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related volcanism in the Carpatho–Pannonian Region. *Acta Volcanologica* **7,** 119–124.

CEBRIÁ, J. M. & WILSON, M. 1995: Cenozoic mafic magmatism in western/central Europe: A common European asthenospheric reservoir? — *Terra Nova* **7,** p. 162.

CHALOT-PRAT, F. & GIRBACEA, R. 2000: Partial delamination of continental mantle lithosphere, uplift-related crust–mantle decoupling, volcanism and basin formation: a new model for the Pliocene–Quaternary evolution of the southern East-Carpathians, Romania. — *Tectonophysics* **327/1,** 83–107. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00155-4

CLOETINGH, S. A. P. L., BUROV, E., MATENCO, L., TOUSSAINT, G., BERTOTTI, G., ANDRIESSEN, P. A. M., WORTEL, M. J. R. & SPAKMAN, W. 2004: Thermo-mechanical controls on the mode of continental collision in the SE Carpathians (Romania). — *Earth and Planetary Science Letters* **218/1-2,** 57–76. https://doi.org/10.1016/s0012-821x(03)00645-9

COLE, J. W. 1990: Structural control and origin of volcanism in the Taupo volcanic zone, New Zealand. — *Bulletin of Volcanology* **52/6,** 445–459. https://doi.org/10.1007/bf00268925

CZUPPON, G., LUKÁCS, R., HARANGI, S., MASON, P. R. D. & NTAFLOS, T. 2012: Mixing of crystal mushes and melts in the genesis of the Bogács Ignimbrite suite, northern Hungary: An integrated geochemical investigation of mineral phases and glasses. — *Lithos* **148,** 71–85. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.009

CSEREPES, L. & YUEN, D. A. 2000: On the possibility of a second kind of mantle plume. — *Earth and Planetary Science Letters* **183/1,** 61–71. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00265-X

CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F. & KOVÁČ M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: A model. — *Tectonophysics* **208/1,** 221–241. https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90346-8

DANILOVICH, L. G. 1972: Magmatism and tectonics of the Carpathians. — *Geotektonika* **3,** 87–98. [in Russian].

DAVIES, G. F. 2011: Dynamical geochemistry of the mantle. — *Solid Earth* **2/2,** 159–189. https://doi.org/10.5194/se-2-159-2011

DE SILVA, S. 2008: Arc magmatism, calderas, and supervolcanoes. — *Geology* **36/8,** 671–672. https://doi.org/10.1130/focus082008.1

DE SILVA, S. L. & GOSNOLD, W. D. 2007: Episodic construction of batholiths: Insights from the spatiotemporal development of an ignimbrite flare-up. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **167/1,** 320–335. https://doi.org/10.1016/ j.jvolgeores.2007.07.015

DE SILVA, S. L. & GREGG, P. M. 2014: Thermomechanical feedbacks in magmatic systems: Implications for growth, longevity, and evolution of large caldera-forming magma reservoirs and their supereruptions. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **282,** 77–91. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.06.001

DE SILVA, S. L. & KAY, S. M. 2018: Turning up the Heat: High-Flux Magmatism in the Central Andes. — *Elements* **14/4,** 245–250. 10.2138/gselements.14.4.245

DE SILVA, S. L., RIGGS, N. R. & BARTH, A. P. 2015: Quickening the Pulse: Fractal Tempos in Continental Arc Magmatism. — *Elements* **11/2,** 113–118. https://doi.org/10.2113/gselements.11.2.113

DE SILVA, S., ZANDT, G., TRUMBULL, R., VIRAMONTE, J. G., SALAS, G. & JIMÉNEZ, N. 2006: Large ignimbrite eruptions and volcano-

tectonic depressions in the Central Andes: a thermomechanical perspective. — *Geological Society, London, Special Publications* **269/1,** 47–63. https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2006.269.01.04

Deering, C. D., Gravley, D. M., Vogel, T. A., Cole, J. W. & Leonard, G. S. 2010: Origins of cold-wet-oxidizing to hot-dry-reducing rhyolite magma cycles and distribution in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **160/4,** 609–629. https://doi.org/10.1007/s00410-010-0496-0

Dobosi, G. 1989: Clinopyroxene zoning patterns in the young alkali basalts of Hungary and their petrogenetic significance. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **101/1,** 112–121. https://doi.org/10.1007/bf00387205

Dobosi, G. & Fodor, R. V. 1992: Magma fractionation, replenishment, and mixing as inferred from green-core clinopyroxenes in Pliocene basanite, southern Slovakia. — *Lithos* **28/2,** 133–150. https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90028-W

Dobosi, G., Fodor, R. V. & Goldberg, S. A. 1995: Late Cenozoic alkali basalt magmatism in Northern Hungary and Slovakia: petrology, source compositions and relationship to tectonics. — In: Downes, H. & Vaselli, O. (eds): Neogene and related volcanism in the Carpatho–Pannonian Region. *Acta Volcanologica* **7,** 199–207.

Dobosi, G., Schultz-Güttler, R., Kurat, G. & Kracher, A. 1991: Pyroxene chemistry and evolution of alkali basaltic rocks from Burgenland and Styria, Austria. — *Mineralogy and Petrology* **43/4,** 275–292. https://doi.org/10.1007/bf01164531

Downes, H. & Vaselli, O. (eds) 1995: Neogene and related magmatism in the Carpatho–Pannonian Region. — *Acta Volcanologica* **7.**

Downes, H., Embey-Isztin, A. & Thirlwall, M. F. 1992: Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary): evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **109/3,** 340–354. https://doi.org/10.1007/bf00283323

Downes, H., Pantó, G., Póka, T., Mattey, D. P. & Greenwood, P. B. 1995: Calc-alkaline volcanics of the Inner Carpathian arc, Northern Hungary: new geochemical and oxygen isotopic results. — In: Downes, H. & Vaselli, O. (eds): Neogene and related volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. — *Acta Volcanologica* **7,** 29–41.

Downes, H., Seghedi, I., Szakacs, A., Dobosi, G., James, D. E., Vaselli, O., Rigby, I. J., Ingram, G. A., Rex, D. & Pécskay, Z. 1995: Petrology and geochemistry of late Tertiary/Quaternary mafic alkaline volcanism in Romania. — *Lithos* **35/1,** 65–81. https://doi.org/10.1016/0024-4937(95)91152-Y

Ebner, F., Friebe, J. G. & Sachsenhofer, R. F. 1992: Evolution of the Neogene Styrian Basin. — In: Neubauer, F. (ed.): *The Eastern Central Alps of Austria*. 141–153.

Ellis, B. S., Wolff, J. A., Boroughs, S., Mark, D. F., Starkel, W. A. & Bonnichsen, B. 2013: Rhyolitic volcanism of the central Snake River Plain: a review. — *Bulletin of Volcanology* **75/8,** p. 745. https://doi.org/10.1007/s00445-013-0745-y

Ellis, B. S., Barry, T., Branney, M. J., Wolff, J. A., Bindeman, I., Wilson, R. & Bonnichsen, B. 2010: Petrologic constraints on the development of a large-volume, high temperature, silicic magma system: The Twin Falls eruptive centre, central Snake River Plain. — *Lithos* **120/3,** 475–489. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.09.008

Embey-Isztin, A. 1976: Amphibolite/lherzolite composite xenolith from Szigliget, north of the lake Balaton, Hungary. — *Earth and Planetary Science Letters* **31/2,** 297–304. https://doi.org/10.1016/0012-821X(76)90223-5

Embey-Isztin A. 1981: Hazai bazaltos kőzeteink főalkotórészeinek statisztikai vizsgálata: kísérletek a bazaltok tektonikai helyzetének meghatározására. — *Földtani Közlöny* **111,** 43–58.

Embey-Isztin, A. & Scharbert, H. G. 1981: Bericht über geochemisch-petrographische Untersuchungen an Basalten vom Kovácsi-hegy und von Uzsabánya (Tátika Gruppe), Ungarn. — *Anzeiger der math.-naturw. Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften* **5,** 1–6.

Embey-Isztin, A. & Dobosi, G. 1995: Mantle source characteristics for Miocene-Pleistocene alkali basalts, Carpathian-Pannonian Region: A review of trace elements and isotopic composition. — In: Downes, H. & Vaselli, O. (eds): Neogene and related volcanism in the Carpatho–Pannonian Region. *Acta Volcanologica* **7,** 155–166.

Embey-Isztin, A., Downes, H. & Dobosi, G. 2001: Geochemical characterization of the Pannonian Basin mantle lithosphere and asthenosphere: an overview. — *Acta Geologica Hungarica* **44,** 259–280.

Embey-Isztin, A., Noske-Fazekas, G., Kurat, G. & Brandstätter, F. 1985: Genesis of garnets in some magmatic rocks from Hungary. — *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen* **34/1,** 49–66. https://doi.org/10.1007/bf01082457

Embey-Isztin, A., Scharbert, H. G., Dietrich, H. & Poultidis, H. 1989: Petrology and Geochemistry of Peridotite Xenoliths in Alkali Basalts from the Transdanubian Volcanic Region, West Hungary. — *Journal of Petrology* **30/1,** 79–105. https://doi.org/10.1093/ petrology/30.1.79

Embey-Isztin, A., Scharbert, H. G., Dietrich, H. & Poultidis, H. 1990: Mafic granulites and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian Volcanic Region (Hungary): implications for the deep structure of the Pannonian Basin. — *Mineralogical Magazine* **54/376,** 463–483. https://doi.org/10.1180/minmag.1990.054.376.12

Embey-Isztin, A., Downes, H., James, D. E., Upton, B. G. J., Dobosi, G., Ingram, G. A., Harmon, R. S. & Scharbert, H. G. 1993: The Petrogenesis of Pliocene Alkaline Volcanic Rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. — *Journal of Petrology* **34/2,** 317–343. https://doi.org/10.1093/petrology/34.2.317

Faccenna, C., Becker, T. W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J. P., Capitanio, F. A., Funiciello, F., Horváth, F., Jolivet, L., Piromallo, C., Royden, L., Rossetti, F. & Serpelloni, E. 2014: Mantle dynamics in the Mediterranean. — *Reviews of Geophysics* **52/3,** 283–332. https://doi.org/10.1002/2013rg000444

Fielitz, W. & Seghedi, I. 2005: Late Miocene–Quaternary volcanism, tectonics and drainage system evolution in the East Carpathians, Romania. — *Tectonophysics* **410/1,** 111–136. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.10.018

Fillerup, M. A., Knapp, J. H., Knapp, C. C. & Raileanu, V. 2010: Mantle earthquakes in the absence of subduction? Continental delamination in the Romanian Carpathians. — *Lithosphere* **2/5,** 333–340. https://doi.org/10.1130/l102.1

Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Györfi, I. & Benkovics, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data. — *Geological Society, London, Special Publications* **156/1,** 295–334. https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.156.01.15

FOLEY, S. F., VENTURELLI, G., GREEN, D. H. & TOSCANI, L. 1987: The ultrapotassic rocks: Characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. — *Earth-Science Reviews* **24/2,** 81–134. https://doi.org/10.1016/0012-8252(87)90001-8

FORSYTH, D. W. & THE MELT SEISMIC TEAM 1998: Imaging the Deep Seismic Structure Beneath a Mid-Ocean Ridge: The MELT Experiment. — *Science* **280/5367,** 1215–1218. https://doi.org/10.1126/science.280.5367.1215

FREYMUTH, H., BRANDMEIER, M. & WÖRNER, G. 2015: The origin and crust/mantle mass balance of Central Andean ignimbrite magmatism constrained by oxygen and strontium isotopes and erupted volumes. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **169/6,** p. 58. https://doi.org/10.1007/s00410-015-1152-5

GARNERO, E. J. 2004: A New Paradigm for Earth's Core-Mantle Boundary. — *Science* **304/5672,** 834–836. https://doi.org/10.1126/science.1097849

GIRBACEA, R. & FRISCH, W. 1998: Slab in the wrong place: Lower lithospheric mantle delamination in the last stage of the Eastern Carpathian subduction retreat. — *Geology* **26/7,** 611–614. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0611:sitwpl>2.3.co;2

GLAZNER, A. F., BARTLEY, J. M., COLEMAN, D. S., GRAY, W. & TAYLOR, R. Z. 2004: Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? — *GSA Today* **14/4,** 4–11. https://doi.org/10.1130/1052-5173(2004)014<0004:APAOMO>2.0.CO;2

GRANET, M., WILSON, M. & ACHAUER, U. 1995: Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. — *Earth and Planetary Science Letters* **136/3,** 281–296. https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00174-B

GRAVLEY, D. M., DEERING, C. D., LEONARD, G. S. & ROWLAND, J. V. 2016: Ignimbrite flare-ups and their drivers: A New Zealand perspective. — *Earth-Science Reviews* **162,** 65–82. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.09.007

GREEN, D. H. 1973: Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water-undersaturated conditions. — *Earth and Planetary Science Letters* **19/1,** 37–53. https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90176-3

GREEN, D. H. 2015: Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the Earth's upper mantle. — *Physics and Chemistry of Minerals* **42/2,** 95–122. https://doi.org/10.1007/s00269-014-0729-2

GREEN, D. H., HIBBERSON, W. O., KOVÁCS, I. & ROSENTHAL, A. 2010: Water and its influence on the lithosphere–asthenosphere boundary. — *Nature* **467,** p. 448. https://doi.org/10.1038/nature09369

GREEN, T. H. & RINGWOOD, A. E. 1968: Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **18/2,** 105–162. https://doi.org/10.1007/bf00371806

GROVE, T., PARMAN, S., BOWRING, S., PRICE, R. & BAKER, M. 2002: The role of an H_2O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N California. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **142/4,** 375–396. https://doi.org/10.1007/s004100100299

GROVE, T. L., ELKINS-TANTON, L. T., PARMAN, S. W., CHATTERJEE, N., MÜNTENER, O. & GAETANI, G. A. 2003: Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **145/5,** 515–533. https://doi.org/10.1007/s00410-003-0448-z

GROVE, T. L., CHATTERJEE, N., PARMAN, S. W. & MÉDARD, E. 2006: The influence of H_2O on mantle wedge melting. — *Earth and Planetary Science Letters* **249/1,** 74–89. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.043

GYALOG L. & BUDAI T. 2004: Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratigráfiai tagolására. — *MÁFI Évi Jelentés 2002-ről*, 195–232.

GYARMATI, P. 1977: The intermediate volcanism in the Tokaj Mts. — *Ann. Hung. Geol. Inst.* **58,** 195 p.

HÁMOR G. 1985: A Nógrád–Cserháti kutatási terület földtani viszonyai. — *Geologica Hungarica series Geologica* **22,** 307 p.

HÁMOR G., RAVASZ-BARANYAI L., BALOGH K. & ÁRVA-SÓS E. 1980: A magyarországi miocén riolittufa-szintek radiometrikus kora. — *MÁFI Évi Jel. 1978-ról*, 65–73.

HARANGI, R. & HARANGI, Sz. 1995: Volcanological study of the Neogene basaltic volcano of Sághegy (Little Hungarian Plain volcanic field, western Hungary). — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related volcanism in the Carpatho–Pannonian Region. *Acta Volcanologica* **7,** 189–197.

HARANGI Sz. 1999: A Csódi-hegy vulkáni kőzetének geokémiája és petrogenezise. — *Topographia Mineralogica Hungariae, Miskolc* **6,** 59–85.

HARANGI, Sz. 2001a: Neogene to Quaternary Volcanism of the Carpathian–Pannonian Region — a review. — *Acta Geologica Hungarica* **44,** 223–258.

HARANGI, Sz. 2001b: Neogene magmatism in the Alpine–Pannonian Transition zone — a model for melt generation in a complex geodynamic setting. — *Acta Vulcanologica* **13,** 1–11. https://doi.org/10.1400/19063

HARANGI Sz. 2015: *Vulkánok: A Kárpát-Pannon térség tűzhányói*. —. GeoLitera, Szeged, második, bővített kiadás, 480 p.

HARANGI, Sz., LENKEY, L. S. 2017: Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian–Pannonian region: Role of subduction, extension, and mantle plume. — BECCALUVA, L., BIANCHINI, G. & WILSON, M. (eds): Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area. *Special Paper of the Geological Society of America* **418,** 67–92.

HARANGI, Sz., WILSON, M. & TONARINI, S. 1995a: Petrogenesis of Neogene potassic volcanic rocks in the Pannonian Basin. — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. *Acta Volcanologica* **7,** 125–134.

HARANGI, Sz., VASELLI, O., TONARINI, S., SZABÓ, Cs., HARANGI, R. & CORADOSSI, N. 1995b: Petrogenesis of Neogene extension-related alkaline volcanic rocks of the Little Hungarian Plain Volcanic Field (Western Hungary). — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related volcanism in the Carpatho–Pannonian Region. *Acta Volcanologica* **7,** 173–187.

HARANGI, Sz., DOWNES, H., KÓSA, L., SZABÓ, C., THIRLWALL, M. F., MASON, P. R. D. & MATTEY, D. 2001: Almandine Garnet in Calc-alkaline Volcanic Rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern–Central Europe): Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Implications. — *Journal of Petrology* **42/10,** 1813–1843. https://doi.org/10.1093/petrology/42.10.1813

HARANGI, Sz., MASON, P. R. D. & LUKÁCS, R. 2005: Correlation and petrogenesis of silicic pyroclastic rocks in the Northern Pannonian Basin, Eastern-Central Europe: In situ trace element data of glass shards and mineral chemical constraints. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **143/4,** 237–257. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.11.012

Harangi, Sz., Downes, H. & Seghedi, I. 2006: Tertiary–Quaternary subduction processes and related magmatism in the Alpine-Mediterranean region. — *Geological Society, London, Memoirs* **32/1,** 167–190. https://doi.org/10.1144/gsl.mem.2006.032.01.10

Harangi, Sz., Downes, H., Thirlwall, M. & Gméling, K. 2007: Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Relationships of Miocene Calc-alkaline Volcanic Rocks in the Western Carpathian Arc, Eastern Central Europe. — *Journal of Petrology* **48/12,** 2261–2287. https://doi.org/10.1093/petrology/egm059

Harangi, Sz., Ságí, T., Seghedi, I. & Ntaflos, T. 2013: Origin of basaltic magmas of Perşani volcanic field, Romania: A combined whole rock and mineral scale investigation. — *Lithos* **180–181,** 43–57. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.025

Harangi, Sz., Jankovics, M. É., Ságí, T., Kiss, B., Lukács, R. & Soós, I. 2015: Origin and geodynamic relationships of the Late Miocene to Quaternary alkaline basalt volcanism in the Pannonian basin, eastern–central Europe. — *International Journal of Earth Sciences* **104/8,** 2007–2032. https://doi.org/10.1007/s00531-014-1105-7

Harker, A. 1909: *The natural history of igneous rocks*. — Macmillam, New York.

Hess, H. 1962: History of Ocean Basins. — In: Engel, A. E. J., James, H. L. & Leonard, B.F. (eds): *Petrologic Studies: A Volume To Honor A. F. Buddington.* — Geologiocal Society of America, New York, 599–820.

Hildreth, W. 1981: Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **86/B11,** 10153–10192. https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10153

Hildreth, W. 2004: Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **136/3,** 169–198. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.05.019

Hildreth, W. & Moorbath, S. 1988: Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **98/4,** 455–489. https://doi.org/10.1007/bf00372365

Hildreth, W. & Wilson, C. J. N. 2007: Compositional Zoning of the Bishop Tuff. — *Journal of Petrology* **48/5,** 951–999. https://doi.org/10.1093/petrology/egm007

Hirschmann, M. M. 2000: Mantle solidus: Experimental constraints and the effects of peridotite composition. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **1/10**, https://doi.org/10.1029/2000gc000070

Hirschmann, M. M. 2006: water, melting, and the deep earth H_2O cycle. — *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **34/1,** 629–653. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.125211

Hjartardóttir, Á. R., Einarsson, P., Bramham, E. & Wright, T. J. 2012: The Krafla fissure swarm, Iceland, and its formation by rifting events. — *Bulletin of Volcanology* **74/9,** 2139–2153. https://doi.org/10.1007/s00445-012-0659-0

Hoernle, K., Zhang, Y.-S. & Graham, D. 1995: Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. — *Nature* **374/6517,** 34–39. https://doi.org/10.1038/374034a0

Hofmann, K. 1875: A Déli-Bakony bazaltkőzetei. — *Földt. Int. Évk.* **3,** 339–525.

Hofmann, A. W. & White, W. M. 1982: Mantle plumes from ancient oceanic crust. — *Earth and Planetary Science Letters* **57/2,** 421–436. https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90161-3

Holmes, A. 1913: *The age of the Earth*. — Harper and Brothers, London & New York, 196 p.

Holmes, A. 1944: *Principles of Physical Geology*. — Thomas Nelson and Son, 532 p.

Horváth, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **226/1,** 333–357. https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90126-5

Horváth, F. 1995: Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploration. — *Marine and Petroleum Geology* **12/8,** 837–844. https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98851-U

Horváth F. 1997: A lemeztektonika hazai megjelenése. — In: Karátson D. (szerk.): *Pannon enciklopédia, Magyarország Földje*. Kertek 2000, Budapest, 38–46.

Horváth, F. & Cloetingh, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **266/1,** 287–300. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00194-1

Horváth, F. & Faccenna, C. 2011: Central Mediterranean mantle flow system and the formation of the Pannonian basin. — *Geophysical Research Abstracts* **13,** EGU2011-8894-2.

Horváth, F., Stegena, L., Berckhemer, H., Coulon, C., Vine Frederick, J. & Smith Austin, G. 1981: Models of Mediterranean back-arc basin formation. — *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* **300/1454,** 383–402. https://doi.org/10.1098/rsta.1981.0071

Horváth F., Bada G., Windhoffer G., Csontos L., Dombrádi E., Dövényi P., Fodor L., Grenerczy G., Síkhegyi F., Horváth P., Székely B., Timár G., Tóth L. & Tóth T. 2006a: A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza: Euro-konform térkép-sorozat és magyarázó. — *Magyar Geofizika* **47/4,** 133–137.

Horváth, F., Bada, G., Horváth, P., Tari, G., Ádám, A. & Cloetingh, S. 2006b: Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. — *Geological Society, London, Memoirs* **32/1,** 191–206. https://doi.org/10.1144/gsl.mem.2006.032.01.11

Horváth, F., Musitz, B., Balázs, A., Végh, A., Uhrin, A., Nádor, A., Koroknai, B., Pap, N., Tóth, T. & Wórum, G. 2015: Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. — *Geothermics* **53,** 328–352. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.009

Huang, H.-H., Lin, F.-C., Schmandt, B., Farrell, J., Smith, R. B. & Tsai, V. C. 2015: The Yellowstone magmatic system from the mantle plume to the upper crust. — *Science* **348/6236,** 773–776. https://doi.org/10.1126/science.aaa5648

Ismail-Zadeh, A., Schubert, G., Tsepelev, I. & Korotkii, A. 2008: Thermal evolution and geometry of the descending lithosphere beneath the SE-Carpathians: An insight from the past. — *Earth and Planetary Science Letters* **273/1,** 68–79. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.012

ISMAIL-ZADEH, A., MATENCO, L., RADULIAN, M., CLOETINGH, S. & PANZA, G. 2012: Geodynamics and intermediate-depth seismicity in Vrancea (the south-eastern Carpathians): Current state-of-the art. — *Tectonophysics* **530–531,** 50–79. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.016

JANKOVICS, M. É., DOBOSI, G., EMBEY-ISZTIN, A., KISS, B., SÁGI, T., HARANGI, S. & NTAFLOS, T. 2013: Origin and ascent history of unusually crystal-rich alkaline basaltic magmas from the western Pannonian Basin. — *Bulletin of Volcanology* **75,** 1–23. https://doi.org/10.1007/s00445-013-0749-7

JANKOVICS, M. É., HARANGI, S., NÉMETH, K., KISS, B. & NTAFLOS, T. 2015: A complex magmatic system beneath the Kissomlyó monogenetic volcano (western Pannonian Basin): evidence from mineral textures, zoning and chemistry. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **301,** 38–55. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.04.010

JANKOVICS, M. É., TARACSÁK, Z., DOBOSI, G., EMBEY-ISZTIN, A., BATKI, A., HARANGI, S. & HAUZENBERGER, C. A. 2016: Clinopyroxene with diverse origins in alkaline basalts from the western Pannonian Basin: Implications from trace element characteristics. — *Lithos* **262,** 120–134. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.06.030

JANKOVICS, M. É., SÁGI, T., ASTBURY, R. L., PETRELLI, M., KISS, B., UBIDE, T., NÉMETH, K., NTAFLOS, T. & HARANGI, S. 2019: Olivine major and trace element compositions coupled with spinel chemistry to unravel the magmatic systems feeding monogenetic basaltic volcanoes. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **369,** 203–223. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.11.027

JEAN, M. M., HANAN, B. B. & SHERVAIS, J. W. 2014: Yellowstone hotspot–continental lithosphere interaction. — *Earth and Planetary Science Letters* **389,** 119–131. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.12.012

JUGOVICS, L. 1937: A Sághegy felépítése és vulkanológiai viszonyai. — *M. Tud. Akad. Math. Term. tud. Ért.* **56,** 1214–1235.

JUGOVICS, L. 1969: A dunántúli bazalt és bazalttufa területek. — *Földt. Int. Évi Jel. 1967-ről*, 75–82.

KARÁTSON, D. 1995: Ignimbrite formation, resurgent doming and dome collapse activity in the Miocene Börzsöny Mountains, North Hungary. — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related volcanism in the Carpatho–Pannonian Region. *Acta Vulcanologica* **7,** 107–117.

KARÁTSON, D., MÁRTON, E., HARANGI, S., JÓZSA, S., BALOGH, K., PÉCSKAY, Z., KOVÁCSVÖLGYI, S., SZAKMÁNY, G. & DULAI, A. 2000: Volcanic evolution and stratigraphy of the Miocene Börzsöny Mountains, Hungary: an integrated study. — *Geologica Carpathica* **51/5,** 325–343.

KARÁTSON, D., CSONTOS, L., HARANGI, S., SZÉKELY, B. & KOVÁCSVÖLGYI, S. 2001: Volcanic successions and the role of destructional events in the Western Mátra Mountains, Hungary: implications for the volcanic structures. — *Géomorphologie: relief, processus, environnement* **2,** 79–92. https://doi.org/10.3406/morfo.2001.1092

KARÁTSON, D., OLÁH, I., PÉCSKAY, Z., MÁRTON, E., HARANGI, S., DULAI, A., ZELENKA, T. & KÓSIK, S. 2007: Miocene volcanism in the Visegrád Mountains, Hungary: an integrated approach to regional stratigraphy. — *Geologica Carpathica* **58/6,** 541–563.

KLÉBESZ, R., HARANGI, S. & NTAFLOS, T. 2009: A balatonmáriai ultrakáli trachiandezit petrogenezise. — *Földtani Közlöny* **139/3,** 237–250.

KNAPP, J. H., KNAPP, C. C., RAILEANU, V., MATENCO, L., MOCANU, V. & DINU, C. 2005: Crustal constraints on the origin of mantle seismicity in the Vrancea Zone, Romania: The case for active continental lithospheric delamination. — *Tectonophysics* **410/1,** 311–323. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.02.020

KOGISO, T. & HIRSCHMANN, M. M. 2006: Partial melting experiments of bimineralic eclogite and the role of recycled mafic oceanic crust in the genesis of ocean island basalts. — *Earth and Planetary Science Letters* **249/3,** 188–199. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.016

KOGISO, T., HIRSCHMANN, M. M. & FROST, D. J. 2003: High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts. — *Earth and Planetary Science Letters* **216/4,** 603–617. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00538-7

KOGISO, T., HIRSCHMANN, M. & PERTERMANN, M. 2004: High-pressure Partial Melting of Mafic Lithologies in the Mantle. — *Journal of Petrology* **45**, https://doi.org/10.1093/petrology/egh057

KONEČNÝ, V. & SLÁVIK, J. 1974: Tectonic background of Miocene volcanism in the West Carpathians. — In: MAHEL, M. (ed.): *Tectonics of the Carpathian–Balkan regions*. 138–144.

KONEČNÝ, V., LEXA, J. & HOJSTRICOVÁ, V. 1995a: The Central Slovakia Neogene volcanic field: a review. — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related volcanism in the Carpatho–Pannonian Region. *Acta Vulcanologica* **7,** 63–78.

KONEČNÝ, V., LEXA, J., BALOGH, K. & KONEČNÝ, P. 1995b: Alkali basalt volcanism in Southern Slovakia: volcanic forms and time evolution. — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related volcanism in the Carpatho–Pannonian Region. *Acta Vulcanologica* **7,** 167–171.

KONEČNÝ, V., KOVÁČ, M., LEXA, J. & ŠEFARA, J. 2002: Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: an interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. — *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* **1,** 105–123. https://doi.org/10.5194/smsps-1-105-2002

KOPPERS, A. P. 2011: Mantle plumes persevere. — *Nature Geoscience* **4,** 816. https://doi.org/10.1038/ngeo1334

KOVACS, M., SEGHEDI, I., YAMAMOTO, M., FÜLÖP, A., PÉCSKAY, Z. & JURJE, M. 2017: Miocene volcanism in the Oaş–Gutâi Volcanic Zone, Eastern Carpathians, Romania: Relationship to geodynamic processes in the Transcarpathian Basin. — *Lithos* **294-295,** 304–318. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.09.027

KOVÁCS, I. & SZABÓ, Cs. 2008: Middle Miocene volcanism in the vicinity of the Middle Hungarian zone: Evidence for an inherited enriched mantle source. — *Journal of Geodynamics* **45/1,** 1–17. https://doi.org/10.1016/j.jog.2007.06.002

KOVÁCS, I., CSONTOS, L., SZABÓ, Cs., BALI, E., FALUS, G., BENEDEK, K., ZAJACZ, Z. 2007: Paleogene–early Miocene igneous rocks and geodynamics of the Alpine-Carpathian-Pannonian-Dinaric region: An integrated approach. — In: BECCALUVA, L., BIANCHINI, G. & WILSON, M. (eds): Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area. *Geological Society of America Special Papers* **418,** 93–112.

KOVÁCS I., FALUS G., STUART G., HIDAS K., SZABÓ CS., FLOWER M., HEGEDÜS E., POSGAY K., ZILAHI-SEBESS L. & FANCSIK T. 2011: Asztenoszféra-áramlás mint a tercier kilökődés és extenzió hajtóereje? — *Magyar Geofizika* **52/2,** 79–87.

Kovács, I., Falus, G., Stuart, G., Hidas, K., Szabó, C., Flower, M. F. J., Hegedűs, E., Posgay, K. & Zilahi-Sebess, L. 2012a: Seismic anisotropy and deformation patterns in upper mantle xenoliths from the central Carpathian–Pannonian region: Asthenospheric flow as a driving force for Cenozoic extension and extrusion? — *Tectonophysics* **514–517,** 168–179. https://doi.org/10.1016/ j.tecto.2011.10.022

Kovács, I., Green, D., Rosenthal, A., Hermann, J., O'neill, H., Hibberson, W. & Udvardi, B. 2012b: An Experimental Study of Water in Nominally Anhydrous Minerals in the Upper Mantle near the Water-saturated Solidus. — *Journal of Petrology*. https://doi.org/ 10.1093/petrology/egs044

Krainer, B. 1987: Sedimentation und Shoshonit von Weitendorf, Badenian, Steirisches Becken. — *Mitteilungen Österreichische Geologische Gesellschaft* **80,** 143–156.

Kubovics I. 1963: Az ÉNy-i Mátra földtani és vulkanológiai viszonyai. — *Földtani Közlöny* **93,** 466–480.

Kubovics I. & Pantó G. 1970: *Vulkanológiai vizsgálatok a Mátrában és a Börzsönyben*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 302 p.

Kurat, G., Embey-Isztin, A., Kracher, A. & Scharbert, H. G. 1991: The upper mantle beneath Kapfenstein and the Transdanubian volcanic region, E Austria and W Hungary: A comparison. — *Mineralogy and Petrology* **44/1,** 21–38. https://doi.org/10.1007/ BF01167098

Kushiro, I. 1983: On the lateral variations in chemical composition and volume of quaternary volcanic rocks across Japanese arcs. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **18/1,** 435–447. https://doi.org/10.1016/0377-0273(83)90019-7

Kuthan, M. 1967: Young volcanic rocks of the Carpathians in Slovakia. — In: Mahel, M. & Buday, T. (eds): *Regional geology of Czechoslovakia. Part II — The West Carpathians*, 628–667.

Langmuir, C. H. & Forsyth, D. W. 2007: Mantle Melting Beneath Mid-Ocean Ridges. — *Oceanography* **20,** 78–89. https://doi.org/ 10.5670/ oceanog.2007.82

Laumonier, M., Karakas, O., Bachmann, O., Gaillard, F., Lukács, R., Seghedi, I., Menand, T. & Harangi, S. 2019: Evidence for a persistent magma reservoir with large melt content beneath an apparently extinct volcano. — *Earth and Planetary Science Letters* **521,** 79–90. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.06.004

Lay, T., Williams, Q. & Garnero, E. J. 1998: The core–mantle boundary layer and deep Earth dynamics. — *Nature* **392/6675,** 461–468. https://doi.org/10.1038/33083

Leeman, W. P., Annen, C. & Dufek, J. 2008: Snake River Plain – Yellowstone silicic volcanism: implications for magma genesis and magma fluxes. — *Geological Society, London, Special Publications* **304/1,** 235–259. https://doi.org/10.1144/sp304.12

Lengyel E. 1926: Petrogenetikai megfigyelések a Pilisszentlászló környéki andeziteken. — *Földtani Közlöny* **55,** 118–127.

Lengyel E. 1951: A dunazug-hegységi andezitek zárványai és magmatektonikai jelentőségük. — *Földtani Közlöny* **81,** 119–130.

Lengyel E. 1953: A Dunazug-hegység andezitterületének felépítése. — *MÁFI Évi Jelentése 1951-ről*, 17-29.

Lenkey, L., P, D., Horvath, F. & A. P. L. Cloetingh, S. 2002: Geothermics of the Pannonian basin and its bearing on the neotectonics. — *Stephan Mueller Special Publication Series* **3,** 29–40. https://doi.org/10.5194/smsps-3-29-2002

Lexa, J. & Konečny, V. 1974: The Carpathian Volcanic Arc: a discussion. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **18,** 279–294.

Lexa, J. & Konečny, V. 1998: Geodynamic aspects of the Neogene to Quaternary volcanism. — In: Rakús, M. (ed.): *Geodynamic development of the Western Carpathians*. Geologická služba SR, Bratislava, 219–240.

Lexa, J., Konečny, V., Konečny, M. & Hojstricova, V. 1993: Distribúcia vulkanitov karpatsko-panónskeho regiónu v priestore a case. — In: Rakús, M. & Vozár, J. (szerk.): *Geodynamicky model a hlbinná stavba Západnych Karpát*. Geologicky ústav Dionyza Stura, Bratislava, 57–69.

Lexa, J., Seghedi, I., Németh, K., Szakács, A., Konečny, V., Pécskay, Z., Fülöp, A. & Kovacs, M. 2010: Neogene-Quaternary Volcanic forms in the Carpathian-Pannonian Region: a review. — *Central European Journal of Geosciences* **2/3,** 207–270. https://doi.org/10.2478/v10085-010-0024-5

Lipman, P. W. & Bachmann, O. 2015: Ignimbrites to batholiths: Integrating perspectives from geological, geophysical, and geochronological data. — *Geosphere* **11/3,** 705–743. https://doi.org/10.1130/ges01091.1

Lukács, R., Czuppon, G., Harangi, Sz., Szabó, Cs., Ntaflos, T. & Koller, F. 2002: Silicate melt inclusions in ignimbrites, Bükkalja Volcanic Field, Northern Hungary — texture and geochemistry. — *Acta Geologica Hungarica* **45/4,** 341–358. https://doi.org/10.1556/AGeol.45.2002.4.2

Lukács, R., Harangi, Sz., Ntaflos, T. & Mason, P. R. D. 2005: Silicate melt inclusions in the phenocrysts of the Szomolya Ignimbrite, Bükkalja Volcanic Field (Northern Hungary): Implications for magma chamber processes. — *Chemical Geology* **223,** 46–67. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.03.013

Lukács R., Harangi Sz., Ntaflos T., Koller F. & Pécskay Z. 2007: A Bükkalján megjelenő felső riolittufaszint vizsgálati eredményei: a harsányi ignimbrit egység. — *Földtani Közlöny* **137/4,** 487–514.

Lukács, R., Harangi, Sz., Mason, P. R. D. & Ntaflos, T. 2009: Bimodal pumice populations in the 13.5 Ma Harsány ignimbrite, Bükkalja Volcanic Field, Northern Hungary: Syn-eruptive mingling of distinct rhyolitic magma batches? — *Central European Geology* **52,** 51–72. https://doi.org/10.1556/CEuGeol.52.2009.1.4

Lukács, R., Harangi, Sz., Bachmann, O., Guillong, M., Danišík, M., Buret, Y., Von Quadt, A., Dunkl, I., Fodor, L., Sliwinski, J., Soós, I. & Szepesi, J. 2015: Zircon geochronology and geochemistry to constrain the youngest eruption events and magma evolution of the Mid-Miocene ignimbrite flare-up in the Pannonian Basin, eastern central Europe. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **170/5,** p. 52. https://doi.org/10.1007/s00410-015-1206-8

Lukács, R., Harangi, Sz., Guillong, M., Bachmann, O., Fodor, L., Buret, Y., Dunkl, I., Sliwinski, J., Von Quadt, A., Peytcheva, I. & Zimmerer, M. 2018: Early to Mid-Miocene syn-extensional massive silicic volcanism in the Pannonian Basin (East-Central Europe): Eruption chronology, correlation potential and geodynamic implications. — *Earth-Science Reviews* **179,** 1–19. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.02.005

Marsh, B. D. & Carmichael, I. S. E. 1974: Benioff zone magmatism. — *Journal of Geophysical Research* **79/8,** 1196–1206. https://doi.org/10.1029/JB079i008p01196

MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2004: Mio/Pliocene Phreatomagmatic Volcanism in the Western Pannonian Basin. — *Geologica Hungarica series Geologica* **26,** 1–192 p.

MÁRTON, E. & PÉCSKAY, Z. 1998: Complex evaluation of paleomagnetic and K/Ar isotope data of the miocene ignimbritic volcanics in the Bukk Foreland, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **41/4,** 467–476.

MÁRTON, E., ZELENKA, T. & MÁRTON, P. 2007: Paleomagnetic correlation of Miocene pyroclastics of the Bükk Mts and their forelands. — *Central European Geology* **50,** 47–57. https://doi.org/10.1556/CEuGeol.50.2007.1.4

MASON, P. R. D., DOWNES, H., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A. & THIRLWALL, M. F. 1995: Low-pressure evolution of magmas from the Calimani, Gurghiu and Hargita Mountains, East Carpathians. — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related magmatism in the Carpatho–Pannonian Region. *Acta Volcanologica* **7,** 43–52.

MASON, P. R. D., DOWNES, H., THIRLWALL, M. F., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., LOWRY, D. & MATTEY, D. 1996: Crustal Assimilation as a Major Petrogenetic Process in the East Carpathian Neogene and Quaternary Continental Margin Arc, Romania. — *Journal of Petrology* **37/4,** 927–959. https://doi.org/10.1093/petrology/37.4.927

MASON, P. R. D., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A. & DOWNES, H. 1998: Magmatic constraints on geodynamic models of subduction in the East Carpathians, Romania. — *Tectonophysics* **297/1,** 157–176. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00167-X

MATENCO, L., BERTOTTI, G., LEEVER, K., CLOETINGH, S., SCHMID, S., TĂRĂPOANCĂ, M. & DINU, C. 2007: Large-scale deformation in a locked collisional boundary: interplay between subsidence and uplift, intraplate stress, and inherited lithospheric structure in the late stage of the SE Carpathians evolution. — *Tectonics* **26/TC4011**. https://doi.org/10.1029/2006tc001951

MAURITZ B. 1909: A Mátra-hegység eruptiv kőzetei. — *Mathematikai és Természettudományi Közlemények* **30/4,** 133–247.

MAURITZ B. 1948: A dunántúli bazaltok kőzetkémiai viszonyai. — *Földtani Közlöny* **78,** 134–169.

MAURITZ B. & HARWOOD, H. F. 1973: A celldömölki Sághegy bazaltos kőzete. — *M. Tud. Akad. Math. Term. tud. Ért.* **55,** 938–958.

MCBIRNEY, A. R. 1969: Compositional variations in Cenozoic calc-alkaline suites of Central America. — *Oregon Dept. geol. Mineral. Ind. Bull.* **65,** 185–189.

MCKENZIE, D. P. 1966: The viscosity of the lower mantle. — *Journal of Geophysical Research* **71/16,** 3995–4010. https://doi.org/10.1029/JZ071i016p03995

MCKENZIE, D. 1989: Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. — *Earth and Planetary Science Letters* **95/1,** 53–72. https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90167-2

MCKENZIE, D. P. & PARKER, R. L. 1967: The North Pacific: an Example of Tectonics on a Sphere. — *Nature* **216/5122,** 1276–1280. https://doi.org/10.1038/2161276a0

MILLER, C. F. & WARK, D. A. 2008: Supervolcanoes And Their Explosive Supereruptions. — *Elements* **4/1,** 11–15. https://doi.org/10.2113/gselements.4.1.11

MOLNÁR, K., HARANGI, S., LUKÁCS, R., DUNKL, I., SCHMITT, A. K., KISS, B., GARAMHEGYI, T. & SEGHEDI, I. 2018: The onset of the volcanism in the Ciomadul Volcanic Dome Complex (Eastern Carpathians): Eruption chronology and magma type variation. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **354,** 39–56. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.01.025

MOLNÁR, K., LUKÁCS, R., DUNKL, I., SCHMITT, A. K., KISS, B., SEGHEDI, I., SZEPESI, J. & HARANGI, S. 2019: Episodes of dormancy and eruption of the Late Pleistocene Ciomadul volcanic complex (Eastern Carpathians, Romania) constrained by zircon geochronology. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **373,** 133–147. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.01.025

MORGAN, W. J. 1971: Convection Plumes in the Lower Mantle. — *Nature* **230/5288,** 42–43. https://doi.org/10.1038/230042a0

MORGAN, L. A. & MCINTOSH, W. C. 2005: Timing and development of the Heise volcanic field, Snake River Plain, Idaho, western USA. — *Geological Society of America Bulletin* **117/3-4,** 288–306. https://doi.org/10.1130/B25519.1

MVM Paks II Zrt. 2016: Telephely Biztonsági Jelentés II/5 fejezet. — *https://www.google.com/ url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=1&cad=rja&uact=8&ved=2ahUKEwiL3p_zuITkAhVqhosKHUufB2IQFjAAegQIBRAC&url=http%3A%2F%2Fwww.paks2.hu%2Fhu%2FKozerdeku%2FKozerdekuDokumentumok%2Ftelephelyengedelyezes%2Ftelephely_engedelyezes%2FDocuments%2FTBJ_2k_5f.pdf&usg=AOvVaw0M8WDQze3RR_Ed6BLQwNUL (2019. augusztusi elérés).*

NELSON, D. R. 1992: Isotopic characteristics of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis. — *Lithos* **28/3,** 403–420. https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90016-R

NEMČOK, M. & LEXA, J. 1990: Evolution of the Basin and Range structure around the Ziar Mountain Range. — *Geologica Carpathica* **41,** 229–258.

NEMČOK, M., POSPISIL, L., LEXA, J. & DONELICK, R. A. 1998: Tertiary subduction and slab break-off model of the Carpathian–Pannonian region. — *Tectonophysics* **295/3,** 307–340. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00092-4

NÉMETH, K. 2010: Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. — In: CAÑÓN-TAPIA, E. & SZAKÁCS, A. (eds): What Is a Volcano? *Special Paper of the Geological Society of America*, 43–66.

NIU, Y. 1997: Mantle Melting and Melt Extraction Processes beneath Ocean Ridges: Evidence from Abyssal Peridotites. — *Journal of Petrology* **38/8,** 1047–1074. https://doi.org/10.1093/petroj/38.8.1047

NIU, Y. 2005: On the great plume debate. — *Chinese Science Bulletin* **50/15,** 1537–1540. https://doi.org/10.1360/982005-1156

NOSZKY J. 1936: Adatok az északi és középső Cserhát geológiai felépítéséhez. — *Jelentés az 1936. évi reambulációs felvételről.*

OLSON, P., SCHUBERT, G. & ANDERSON, C. 1987: Plume formation in the D -layer and the roughness of the core–mantle boundary. — *Nature* **327/6121,** 409–413. https://doi.org/10.1038/327409a0

PÁLFY, J., MUNDIL, R., RENNE, P. R., BERNOR, R. L., KORDOS, L. & GASPARIK, M. 2007: U–Pb and 40Ar/39Ar dating of the Miocene fossil track site at Ipolytarnóc (Hungary) and its implications. — *Earth and Planetary Science Letters* **258/1,** 160–174. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.03.029

PAMIĆ, J., BELAK, M. & SLOVENEC, D. 1992: Donjomiocenski trahiandeziti (sosoniti) Krndije u Slavoniji (sjeverna Hrvarska). — *Rad Hravatske akademije znanosti* **26,** 27–47.

Pamić, J. J., Mckee, E. H., Bullen, T. D. & Lanphere, M. A. 1995: Tertiary Volcanic Rocks from the Southern Pannonian Basin, Croatia. — *International Geology Review* **37/3,** 259–283. https://doi.org/10.1080/00206819509465404

Panaiotu, C. G., Jicha, B. R., Singer, B. S., Ţugui, A., Seghedi, I., Panaiotu, A. G. & Necula, C. 2013: $^{40}Ar/^{39}Ar$ chronology and paleomagnetism of Quaternary basaltic lavas from the Perşani Mountains (East Carpathians). — *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **221,** 1–14. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2013.06.007

Pánisová, J., Balázs, A., Zalai, Z., Bielik, M., Horváth, F., Harangi, S., Schmidt, S. & Götze, H.-J. 2018: Intraplate volcanism in the Danube Basin of NW Hungary: 3D geophysical modelling of the Late Miocene Pásztori volcano. — *International Journal of Earth Sciences* **107/5,** 1713–1730. https://doi.org/10.1007/s00531-017-1567-5

Pantó G. 1961: Az ignimbrit-kérdés. — *MTA Műsz. Oszt. Közl.* **29,** 1–4.

Pantó, G. 1962: The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. — *Acta Geologica* **3–4,** 307–331.

Pantó, G. 1963: Ignimbrites of Hungary with regard to their genetics and classification. — *Bulletin Volcanologique* **25/1,** 175–181. https://doi.org/10.1007/bf02596549

Pantó,G. 1964: Az ignimbrit vulkánosság újabb kérdései. — *Földtani Közlöny* **94,** 313–323.

Pantó, G. 1969: Cenozoic volcanism in Hungary. — *Guide to excursion 40 C, the 23rd session, Int. Geol. Congr., Prague*.

Pantó, G. 1981: Rare earth element geochemical pattern of the Cenozoic volcanism in Hungary. — *Earth Evolution Sciences* **3–4,** 249–256.

Peccerillo, A. 2005: *Plio-Quaternary Volcanism in Italy*. — Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Balogh, K., Shegedi, I., Konecny, V., Kovács, M., Márton, E., Kaliciak, M., Széki-Fux, V., Póka, T., Gyarmati, P., Edelstein, O., Rosu, E. & Zec, B. 1995: Space and time distribution of Neogene-Quartenary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. — In: Downes, H. & Vaselli, O. (eds): Neogene and related magmatism in the Carpatho–Pannonian Region. *Acta Volcanologica* **7,** 15–28.

Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Seghedi, I., Balogh, K., Konečny, V., Zelenka, T., Kovacs, M., Póka, T., Fulop, A., Márton, E., Panaiotu, C. & Cvetkovic, V. 2006: Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. — *Geologica Carpathica* **57/6,** 511–530.

Peresson, H. & Decker, K. 1997: Far-field effects of Late Miocene subduction in the Eastern Carpathians: E–W compression and inversion of structures in the Alpine-Carpathian-Pannonian region. — *Tectonics* **16/1,** 38–56. https://doi.org/10.1029/96tc02730

Pertermann, M. & Hirschmann, M. M. 2003: Anhydrous Partial Melting Experiments on MORB-like Eclogite: Phase Relations, Phase Compositions and Mineral–Melt Partitioning of Major Elements at 2–3 GPa. — *Journal of Petrology* **44/12,** 2173–2201. https://doi.org/10.1093/petrology/egg074

Petrik, A., Beke, B., Fodor, L. & Lukács, R. 2016: Cenozoic structural evolution of the southwestern Bükk Mts. and the southern part of the Darnó Deformation Belt (NE Hungary). — *Geologica Carpathica* **67/1,** 83–104. https://doi.org/10.1515/geoca-2016-0005

Petrik, A., Fodor, L., Bereczki, L., Klembala, Z., Lukács, R., Baranyi, V., Beke, B. & Harangi, S. 2019: Variation in style of magmatism and emplacement mechanism induced by changes in basin environments and stress fields (Pannonian Basin, Central Europe). — *Basin Research* **31,** 380–404. https://doi.org/10.1111/bre.12326

Póka, T. 1968: An undifferentiated stratovolcanic marginal facies of the Intra-Carpathian volcanic girdle (Cserhát Hills). — *Ann. Univ. Sci.* **10,** 37–47.

Póka, T. 1988: Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian Pannonian region: changes in chemical composition and its relationship to basin formation. — In: Royden, L. H. & Horváth, F. (eds): The Pannonian Basin. A study in basin evolution. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem* **45,** 257–277.

Popa, M., Radulian, M., Szakács, A., Seghedi, I. & Zaharia, B. 2012: New Seismic and Tomography Data in the Southern Part of the Harghita Mountains (Romania, Southeastern Carpathians): Connection with Recent Volcanic Activity. — *Pure and Applied Geophysics* **169/9,** 1557–1573. https://doi.org/10.1007/s00024-011-0428-6

Prelević, D., Foley, S. F., Romer, R. L., Cvetković, V. & Downes, H. 2005: Tertiary Ultrapotassic Volcanism in Serbia: Constraints on Petrogenesis and Mantle Source Characteristics. — *Journal of Petrology* **46/7,** 1443–1487. https://doi.org/10.1093/petrology/egi022

Qorbani, E., Bokelmann, G., Kovács, I., Horváth, F. & Falus, G. 2016: Deformation in the asthenospheric mantle beneath the Carpathian-Pannonian Region. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **121/9,** 6644–6657. https://doi.org/10.1002/2015jb012604

Rădulescu, D. P. & Săndulescu, M. 1973: The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. — *Tectonophysics* **16/3,** 155–161. https://doi.org/10.1016/0040-1951(73)90010-3

Ravasz, Cs. 1987: Neogene volcanism in Hungary. — *Ann. Hung. Geol. Inst.* **70,** 275–279.

Rocholl, A., Schaltegger, U., Gilg, H. A., Wijbrans, J. & Böhme, M. 2018: The age of volcanic tuffs from the Upper Freshwater Molasse (North Alpine Foreland Basin) and their possible use for tephrostratigraphic correlations across Europe for the Middle Miocene. — *International Journal of Earth Sciences* **107/2,** 387–407. https://doi.org/10.1007/s00531-017-1499-0

Roman, C. 1970: Seismicity in Romania — Evidence for the Sinking Lithosphere. — *Nature* **228/5277,** 1176–1178. https://doi.org/10.1038/2281176a0

Rosu, E., Seghedi, I., Downes, H., Alderton, D. H. M., Szakács, A., Pécskay, Z., Panaiotu, C., Panaiotu, C. E. & Nedelcu, L. 2004: Extension-related Miocene calc-alkaline magmatism in the Apuseni Mountains, Romania: Origin of magmas. — *Swiss Bulletin of Mineralogy and Petrology* **84/1,** 153–172.

Royden, L. H. & Horváth, F. 1988: The Pannonian Basin. — *AAPG Memoir* **45,** 394 p.

Royden, L. H., Horváth, F. & Burchfiel, B. C. 1982: Transform faulting, extension, and subduction in the Carpathian Pannonian region. — *GSA Bulletin* **93/8,** 717–725. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1982)93<717:tfeasi>2.0.co;2

Royden, L., Horváth, F. & Rumpler, J. 1983a: Evolution of the Pannonian Basin System: 1. Tectonics. — *Tectonics* **2/1,** 63–90. https://doi.org/10.1029/TC002i001p00063

ROYDEN, L., HORVÁTH, F., NAGYMAROSY, A. & STEGENA, L. 1983b: Evolution of the Pannonian Basin System: 2. Subsidence and thermal history. — *Tectonics* **2/1,** 91–137. https://doi.org/10.1029/TC002i001p00091

SÁGI T., JANKOVICS M. É., KISS B., NTAFLOS, T. & HARANGI Sz. 2018: Új módszer alkáli bazaltos magmák olivin- és klinopiroxén-frakcionációjának modellezésére. — *Földtani Közlöny* **148,** 273–292. https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2018.148.3.273

SALTERS, V. J. M., HART, S. R. & PANTÓ, G. 1988: Origin of Late Cenozoic volcanic rocks of the Carpathian arc, Hungary. — In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): The Pannonian Basin. *AAPG Memoir* **45,** 279–292.

SCHARBERT, H. G., POULTIDIS, C., HÖLLER, H., KOLMER, H. & WIRSCHING, U. 1981: Vulkanite in Raume Burgenland-Oststeiermark. — *Fortschr. Miner.* **59,** 69–88.

SCHMINCKE, H. U. 2004: *Volcanism*. — Springer, 324 p.

SCHOLZ, C. H., BARAZANGI, M. & SBAR, M. L. 1971: Late Cenozoic Evolution of the Great Basin, Western United States, as an Ensialic Interarc Basin. — *GSA Bulletin* **82/11,** 2979–2990. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[2979:lceotg]2.0.co;2

SEGHEDI, I. & DOWNES, H. 2011: Geochemistry and tectonic development of Cenozoic magmatism in the Carpathian–Pannonian region. — *Gondwana Research* **20/4,** 655–672. https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.06.009

SEGHEDI, I. & SZAKÁCS, A. 1994: The Upper Pliocene-Pleistocene effusive and explosive basaltic volcanism from the Perşani Mountains. — *Rom. J. Petrology* **76,** 101–107.

SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., UDRESCU, C., STOIAN, M. & GRABARI, G. 1987: Trace element geochemistry of the south Harghita volcanics (East Carpathians): Calc-alkaline and shoshonitic associations. — *D.S. Inst. Geol. Geofiz* **72–73/1,** 381–397.

SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A. & MASON, P. R. D. 1995: Petrogenesis and magmatic evolution in the East Carpathian Neogene volcanic arc (Romania). — In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (eds): Neogene and related magmatism in the Carpatho–Pannonian Region. *Acta Vulcanologica* **7,** 135–143.

SEGHEDI, I., BALINTONI, I. & SZAKÁCS, A. 1998: Interplay of tectonics and Neogene post-collisional magmatism in the Intracarpathian region. — *Lithos* **45/1,** 483–497. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00046-2

SEGHEDI, I., DOWNES, H., PÉCSKAY, Z., THIRLWALL, M. F., SZAKÁCS, A., PRYCHODKO, M. & MATTEY, D. 2001: Magmagenesis in a subduction-related post-collisional volcanic arc segment: the Ukrainian Carpathians. — *Lithos* **57/4,** 237–262. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(01)00042-1

SEGHEDI, I., DOWNES, H., SZAKÁCS, A., MASON, P. R. D., THIRLWALL, M. F., ROŞU, E., PÉCSKAY, Z., MÁRTON, E. & PANAIOTU, C. 2004a: Neogene–Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian–Pannonian region: a synthesis. — *Lithos* **72/3,** 117–146. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.08.006

SEGHEDI, I., DOWNES, H., VASELLI, O., SZAKÁCS, A., BALOGH, K. & PÉCSKAY, Z. 2004b: Post-collisional Tertiary–Quaternary mafic alkalic magmatism in the Carpathian–Pannonian region: a review. — *Tectonophysics* **393/1,** 43–62. https://doi.org/ 10.1016/j.tecto.2004.07.051

SEGHEDI, I., DOWNES, H., HARANGI, S., MASON, P. R. D. & PÉCSKAY, Z. 2005: Geochemical response of magmas to Neogene–Quaternary continental collision in the Carpathian–Pannonian region: A review. — *Tectonophysics* **410/1,** 485–499. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.09.015

SEGHEDI, I., BOJAR, A.-V., DOWNES, H., ROŞU, E., TONARINI, S. & MASON, P. 2007: Generation of normal and adakite-like calc-alkaline magmas in a non-subductional environment: An Sr–O–H isotopic study of the Apuseni Mountains neogene magmatic province, Romania. — *Chemical Geology* **245/1,** 70–88. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.027

SEGHEDI, I., NTAFLOS, T. & PÉCSKAY, Z. 2008: The Gataia Pleistocene lamproite: a new occurrence at the southeastern edge of the Pannonian Basin, Romania. — *Geological Society, London, Special Publications* **293/1,** 83–100. https://doi.org/10.1144/sp293.5

SEGHEDI, I., MATENCO, L., DOWNES, H., MASON, P. R. D., SZAKÁCS, A. & PÉCSKAY, Z. 2011: Tectonic significance of changes in post-subduction Pliocene–Quaternary magmatism in the south east part of the Carpathian–Pannonian Region. — *Tectonophysics* **502/1,** 146–157. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.12.003

SEGHEDI, I., POPA, R.-G., PANAIOTU, C. G., SZAKÁCS, A. & PÉCSKAY, Z. 2016: Short-lived eruptive episodes during the construction of a Na-alkalic basaltic field (Perşani Mountains, SE Transylvania, Romania). — *Bulletin of Volcanology* **78/10,** (69), 16 p. https://doi.org/10.1007/s00445-016-1063-y

SEGHEDI, I., MIREA, V., POPA, R.-G. & SZAKÁCS, A. 2019: Tectono-magmatic characteristics of post-collisional magmatism: Case study East Carpathians, Călimani-Gurghiu-Harghita volcanic range. — *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **293,** 106270. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2019.106270

ŞENGÜL-ULUOCAK, E., PYSKLYWEC, R. N., GÖGÜŞ, O. H. & ULUGERGERLI, E. U. 2019: Multidimensional Geodynamic Modeling in the Southeast Carpathians: Upper Mantle Flow-Induced Surface Topography Anomalies. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **20/7,** 3134–3149. https://doi.org/10.1029/2019gc008277

ŠIMON, L. & HALOUZKA, R. 1996: Pútikov vrsok volcano - the youngest volcano in the Western Carpathians. — *Slovak Geological Magazine* **2,** 103–123.

ŠIMON, L. & MAGLAY, J. 2005: Dating of sediments underlying the Putikov vŕšok volcano lava flow by the OSL method. — *Mineralia Slovaca* **37,** 279–281.

SISSON, T. W. & GROVE, T. L. 1993: Experimental investigations of the role of H_2O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **113/2,** 143–166. https://doi.org/10.1007/bf00283225

SMITH, I. E. M. & NÉMETH, K. 2017: Source to surface model of monogenetic volcanism: a critical review. — *Geological Society, London, Special Publications* **446/1,** 1–28. https://doi.org/10.1144/sp446.14

SOBOLEV, A. V., HOFMANN, A. W., SOBOLEV, S. V. & NIKOGOSIAN, I. K. 2005: An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. — *Nature* **434/7033,** 590–597. https://doi.org/10.1038/nature03411

SOBOLEV, A. V., HOFMANN, A. W., KUZMIN, D. V., YAXLEY, G. M., ARNDT, N. T., CHUNG, S.-L., DANYUSHEVSKY, L. V., ELLIOTT, T., FREY, F. A., GARCIA, M. O., GURENKO, A. A., KAMENETSKY, V. S., KERR, A. C., KRIVOLUTSKAYA, N. A., MATVIENKOV, V. V., NIKOGOSIAN, I.

K., Rocholl, A., Sigurdsson, I. A., Sushchevskaya, N. M. & Teklay, M. 2007: The Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts. — *Science* **316/5823,** 412–417. https://doi.org/10.1126/science. 1138113

Song, W., Yu, Y., Shen, C., Lu, F. & Kong, F. 2019: Asthenospheric flow beneath the Carpathian-Pannonian region: Constraints from shear wave splitting analysis. — *Earth and Planetary Science Letters* **520,** 231–240. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.05.045

Sperner, B., Lorenz, F., Bonjer, K., Hettel, S., Müller, B. & Wenzel, F. 2001: Slab break-off – abrupt cut or gradual detachment? New insights from the Vrancea Region (SE Carpathians, Romania). — *Terra Nova* **13/3,** 172–179. https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2001.00335.x

Sperner, B., Ratschbacher, L. & Nemčok, M. 2002: Interplay between subduction retreat and lateral extrusion: Tectonics of the Western Carpathians. — *Tectonics* **21/6,** 1–24. https://doi.org/10.1029/2001tc901028

Sperner, B., Ioane, D. & Lillie, R. J. 2004: Slab behaviour and its surface expression: new insights from gravity modelling in the SE-Carpathians. — *Tectonophysics* **382/1,** 51–84. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.12.008

Stegena L. 1967: A Magyar medence kialakulása. — *Földtani Közlöny* **97,** 278–285.

Stegena L. 1972: Lemeztektonika, Tethys és a Magyar-medence. — *Földtani Közlöny* **102,** 280–300.

Stegena, L., Horváth, F. & Ádám, A. 1971: Spreading Tectonics investigated by Magnetotelluric Anisotropy. — *Nature* **231/5303,** 442–443. https://doi.org/10.1038/231442a0

Stegena, L., Géczy, B. & Horváth, F. 1975: Late Cenozoic evolution of the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **26/1,** 71–90. https://doi.org/10.1016/0040-1951(75)90114-6

Szabó J. 1894: Típuskeveredések a dunai trachytcsoportban. — *Földtani Közlöny* **24,** 169–177.

Szabó, Cs., Harangi, Sz. & Csontos, L. 1992: Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region. — *Tectonophysics* **208/1,** 243–256. https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90347-9

Szabó, Cs., Harangi, Sz., Vaselli, O. & Downes, H. 1995: Temperature and oxygen fugacity in peridotite xenoliths from the Carpatho-Pannonian Region. — In: Downes, H. & Vaselli, O. (eds): Neogene and related magmatism in the Carpatho–Pannonian Region. *Acta Vulcanologica* **7,** 231–239.

Szádeczky-Kardoss E. 1971: Az új globális tektonika mozgásmechanizmusa és kapcsolatai a Föld és az élet fejlődésével. Alkalmazások a Kárpát Pannon Dinarid területre. — *MTA X. osztály Közleményei* **4,** 3–71.

Szádeczky-Kardoss, E. 1973: A Kárpát–Pannon terület szubdukciós övezetei. — *Földtani Közlöny* **103,** 224–244.

Szádeczky-Kardoss E. 1974: A módszeres szubdukcióvizsgálat a hasznosítható telepek kutatásának szolgálatában. — *Földtani Kutatás* **17/3,** 1–10.

Szakács, A., Seghedi, I. & Pécskay, Z. 1993: Pecularities of South Hargitha Mts. as the terminal segment of the Carpathian Neogene to Quaternary volcanic chain. — *Rev. Roum. Geol.* **37,** 21–37.

Szederkényi, T. 1980: Petrological and geochemical character of the Bár basalt, Baranya county, South Hungary. — *Acta Mineralogica–Petrographica Szeged* **24,** 235–244.

Székyné Fux V. 1957: Adatok a dunántúli medence harmadkori vulkánosságához. — *Földtani Közlöny* **87,** 63–68.

Székyné Fux V. 1964: Propilitesedés és kálimetaszomatózis Tokaji-hegységi vizsgálatok tükrében. — *Földtani Közlöny* **94,** 409–421.

Székyné Fux V. 1970: *Telkibánya ércesedése és kárpáti kapcsolatai*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 266 p.

Szymanowski, D., Ellis, B. S., Bachmann, O., Guillong, M. & Phillips, W. M. 2015: Bridging basalts and rhyolites in the Yellowstone–Snake River Plain volcanic province: The elusive intermediate step. — *Earth and Planetary Science Letters* **415,** 80–89. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.01.041

Tari, G., Horváth, F. & Rumpler, J. 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **208/1,** 203–219. https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90345-7

Tari, G., Dövényi, P., Horváth, F., Dunkl, I., Lenkey, L., Stefanescu, M., Horváth, P. & Tóth, T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian Basin derived from seismic, gravity and geothermal data. — In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Serrane, M. (eds): The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. *Geological Society, London, Special Publication* **156,** 215–250.

Tatsumi, Y. 1986: Formation of the volcanic front in subduction zones. — *Geophysical Research Letters* **13/8,** 717–720. https://doi.org/10.1029/GL013i008p00717

Thompson, R. N., Leat, P. T., Dickin, A. P., Morrison, M. A., Hendry, G. L. & Gibson, S. A. 1990: Strongly potassic mafic magmas from lithospheric mantle sources during continental extension and heating: evidence from Miocene minettes of northwest Colorado, U.S.A. — *Earth and Planetary Science Letters* **98/2,** 139–153. https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90055-3

Vine, F. J. & Matthews, D. H. 1963: Magnetic AnomALies Over Oceanic Ridges. — *Nature* **199/4897,** 947–949. https://doi.org/10.1038/199947a0

Vinkler, A. P., Harangi, S., Ntaflos, T. & Szakács, A. 2007: A Csomád vulkán (Keleti-Kárpátok) horzsaköveinek kőzettani és geokémiai vizsgálata: petrogenetikai következtetések. — *Földtani Közlöny* **137/1,** 103–128.

Wadati, K. 1928: Shallow and deep earthquakes. — *Geophysical Magazine* **1,** 162–202.

Wang, K., Plank, T., Walker, J. D. & Smith, E. I. 2002: A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **107/B1,** ECV 5-1-ECV 5-21. https://doi.org/10.1029/2001jb000209

Ward, K. M., Zandt, G., Beck, S. L., Christensen, D. H. & Mcfarlin, H. 2014: Seismic imaging of the magmatic underpinnings beneath the Altiplano-Puna volcanic complex from the joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions. — *Earth and Planetary Science Letters* **404,** 43–53. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.022

Ward, K. M., Delph, J. R., Zandt, G., Beck, S. L. & Ducea, M. N. 2017: Magmatic evolution of a Cordilleran flare-up and its role in the creation of silicic crust. — *Scientific Reports* **7/1,** 9047. https://doi.org/10.1038/s41598-017-09015-5

Washington, H. S. 1906: The Roman comagmatic region. — *Carnegie Inst. Washington* **57**.

Watts, K. E., Bindeman, I. N. & Schmitt, A. K. 2011: Large-volume Rhyolite Genesis in Caldera Complexes of the Snake River Plain: Insights from the Kilgore Tuff of the Heise Volcanic Field, Idaho, with Comparison to Yellowstone and Bruneau–Jarbidge Rhyolites. — *Journal of Petrology* **52/5,** 857–890. https://doi.org/10.1093/petrology/egr005

Wijbrans, J., Németh, K., Martin, U. & Balogh, K. 2007: 40Ar/39Ar geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin, Hungary. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **164/4,** 193–204. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.05.009

Wilson, J. T. 1963: A possible origin of the Hawaiian Islands. — *Canadian Journal of Physics* **41/6,** 863–870. https://doi.org/10.1139/p63-094

Wilson, M. 1989: *Igneous Petrogenesis*. — Unwin Hyman, London, 466 p.

Wilson, M. & Patterson, R. 2001: Intraplate magmatism related to short-wavelength convective instabilities in the upper mantle: Evidence from the Tertiary–Quaternary volcanic province of Western and Central Europe. — In: Ernst, R. E. & Buchan, K. L. (eds): *Mantle Plumes: Their Identification Through Time*. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 37–58.

Wilson, C. J. N., Rogan, A. M., Smith, I. E. M., Northey, D. J., Nairn, I. A. & Houghton, B. F. 1984: Caldera volcanoes of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **89/B10,** 8463–8484. https://doi.org/10.1029/JB089iB10p08463

Wilson, C. J. N. & Rowland, J. V. 2016: The volcanic, magmatic and tectonic setting of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, reviewed from a geothermal perspective. — *Geothermics* **59,** 168–187. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.06.013

Wortel, M. J. R. & Spakman, W. 2000: Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region. — *Science* **290/5498,** 1910–1917. https://doi.org/10.1126/science.290.5498.1910

Wörner, G., Mamani, M. & Blum-Oeste, M. 2018: Magmatism in the Central Andes. — *Elements* **14/4,** 237–244. https://doi.org/10.2138/gselements.14.4.237

Wyllie, P. J. 1973: Experimental petrology and global tectonics —A preview. — *Tectonophysics* **17/3,** 189–209. https://doi.org/10.1016/0040-1951(73)90002-4

Wyllie, P. J. 1982: Subduction products according to experimental prediction. — *GSA Bulletin* **93/6,** 468–476. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1982)93<468:spatep>2.0.co;2

Zelenka T. 1960: Kőzettani és földtani vizsgálatok a Dunazug-hegység DNy-i részén. — *Földtani Közlöny* **90/1,** 83–102.

Zelenka, T., Balázs, E., Balogh, K., Kiss, J., Kozák, M., Nemesi, L., Pécskay, Z., Püspöki, Z., Ravasz, C., Széky-Fux, V. & Ujfalussy, A. 2004: Buried Neogene volcanic structures in Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **47/2,** 177–219.

Kézirat beérkezett: 2019. 07. 02.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

149/3, 233–254., Budapest, 2019

DOI: 10.23928/foldt.kozl.2019.149.3.233

A földköpeny reológiai kutatása: mennyiségi Fourier transzformációs infravörös spektrometria alkalmazása egy Persány hegységi xenolit példáján

Lange Thomas Pieter[1,2]*, Szabó Csaba[1,3], Liptai Nóra[2,3], Patkó Levente[1,2,4], Gelencsér Orsolya[1,4], Aradi László Előd[1], Kovács István János[2,3]

[1]Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium (LRG)
H-1117, Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c, *e-mail: lange.thomas@hotmail.com
[2]MTA CSFK Lendület Pannon LitH_2Oscope Lendület Kutatócsoport
[3]MTA CSFK Geofizika és Geodéziai Intézet, H–9400, Sopron, Csatkai Endre u. 6–8.
[4] MTA Atommagkutató Intézet, Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ (IKER), H–4026, Debrecen, Bem tér 18/c

Rheology study on the earth's mantle: Application of quantitative Fourier transform infrared spectroscopyon upper mantle xenolith from the Perşani Mountains

Abstract

By studying mantle xenoliths we can obtain direct information about the chemical and physical state of the lithospheric mantle. With this information, some important geophysical properties (e.g. seismic velocity, conductivity and effective viscosity) can be calculated, which provide a tool to better understand the evolution of the studied region.

In this paper, we present how even a small amount of 'water' (more precisely structural hydroxyl) in nominally anhydrous minerals (NAMs) can affect the physical properties of the lithospheric mantle and how to quantify the amount of the structural hydroxyl. Fourier transform infrared (FTIR) spectroscopy is a useful technique to study NAMs for their 'water' content, which affects the rheology of the different rock types (e.g. melting temperature, deformation, conductivity). As demonstrated in petrologic experiments H^+ can be incorporated in a lattice vacancy replacing a cation or incorporate together with another cation, called heteroelectronic incorporation (e.g. $H^+ + Al^{3+}$ or $2H^+ + Ti^{4+}$). When H^+ incorporates in a vacancy it binds to an O_2^- forming a structural hydroxyl (OH^-) group. In some cases, the OH^- can bind to a Li^+ or Na^+ ions within intersticial space. The type of incorporation depends on the composition of the system (e.g. Ti content), the oxygen, H_2O and SiO_2 activity, oxygen fugacity and pressure.

With the help of micro-FTIR one can measure the exact structural hydroxyl content of the nominally anhydrous minerals. This value is defined in ppm wt. or mol%. Non-polarized micro-FTIR gives a good opportunity to measure small, unoriented grains in a relatively short time compared to the traditional polarized micro-FTIR. The goal of our study is to provide a detailed description of the micro-FTIR method and how it is used to measure structural hydroxyl content in NAMs.

Our study focuses on the lithospheric mantle xenoliths of the Perşani Mountains Volcanic Field and use the results to constrain the physical conditions. Comparing the results with xenoliths from other young volcanic fields (Styrian Basin and Nógrád–Gömör), we have a better understanding of the evolution of the Carpathian-Pannonian region (CPR).

Keywords: FTIR, upper mantle xenolith, geophysics, rheology, Carpathian–Pannonian region, Perşani Mountains

Összefoglalás

A felsőköpenyből származó xenolitok kőzettani és geokémiai vizsgálatával közvetlen ismeretekhez juthatunk a litoszféra fizikai és kémiai állapotáról. Ezen információk birtokában kiszámíthatók a xenolitok által jellemzett köpenylitoszféra legfontosabb geofizikai tulajdonságai (pl. szeizmikus hullámsebesség, fajlagos vezetőképesség, effektív viszkozitás). Ezek a fizikai jellemzők meghatározók a geofizikai mérések eredményének értelmezésében, és így a kutatott régió geodinamikai fejlődésének megértésében.

Jelen tanulmányban azt mutatjuk be, hogy akár nyomnyi mennyiségű „víz" (helyesebben szerkezeti hidroxil) jelenléte a földköpeny névlegesen vízmentes ásványaiban (röviden NAM elegyrészek az angol „Nominally Anhydrous Minerals" kifejezés alapján) milyen kiemelkedő jelentőséggel bír a litoszféra fizikai viszonyaira, és hogyan reagál a rendszer kémiai összetételére. A felsőköpeny geokémiai és geodinamikai kutatásában alkalmazott spektrometriai technikák közül a Fourier transzformációs infravörös spektrometria (FTIR) a NAM elegyrészek szerkezeti hidroxil-tartalmának tanulmányozásával a kőzetek fizikai viselkedéséről (pl. olvadási hőmérséklet, deformálhatóság, fajlagos vezetőképesség stb.) és bizonyos kémiai tulajdonságairól (H-tartalom) ad képet. Kísérleti kőzettani eredmények alapján a H^+ töltéskompenzáló kationként vakanciákba önállóan vagy csatolt helyettesítést létrehozva más kationokkal (pl. Al^{3+} vagy Ti^{4+}) együtt tud a NAM elegyrészekbe beépülni. A vakanciák esetében a H^+ valamelyik koordináló oxigénhez csatlakozva OH^- (szerkezeti hidroxil) gyököt hoz létre. Ritkán a H^+ önállóan, intersticiális helyzetben vagy Li^+- és Na^+-hoz csatlakozva szerkezeti hidroxil formájában is előfordulhat a rácsközi

térben. A beépülés jellege függ a rendszer összetételétől (pl. Ti-tartalom), az oxigén, H_2O és SiO_2 aktivitásától, az oxigén fugacitástól és a nyomástól.

A beépülés módján kívül a NAM elegyrész pontos szerkezeti hidroxil tartalmát is meg lehet határozni mikro-FTIR spektrometriával. A szerkezeti hidroxil koncentrációt konvencionálisan molekuláris víz egyenértékben és ppm tömegrészben vagy mol%-ban fejezzük ki. A nem poláros mikro-FTIR módszer térnyerése az utóbbi időben jelentős áttörést hozott, hiszen a kis szemcseméretű (<0,7 mm) természetes és kísérleti kőzetek ásványainak elemzésére is lehetőség nyílt, amelyre a tradicionálisan megbízhatónak gondolt poláros mikro-FTIR módszer nem adott módot. Tanulmányunk egyik célja, hogy részletes áttekintést adjunk a mikro-FTIR alkalmazásáról a NAM szerkezeti hidroxil tartalmának vizsgálatához.

A nem poláros mikro-FTIR módszert ma már világszerte alkalmazzák, a Kárpát–Pannon régió felsőköpeny-kutatásában is nagy szerepet kap. Alkalmazását a Persány-hegységi vulkáni terület felsőköpeny xenolitjain mutatjuk be, összehasonlítva korábbi munkákkal a Kárpát–Pannon régióból, kiemelve az eredmények felhasználhatóságát a geofizikai adatok értelmezéséhez és így a Kárpát–Pannon régió geodinamikájának jobb megértéséhez. A persányi-hegységi xenolitra kapott geofizikai eredmények (szeizmikus hullámterjedési sebesség, fajlagos vezetőképesség) és effektív viszkozitás nagy hasonlóságot mutat a Stájer-medence xenolitjaival, ami a két terület hasonló geodinamikai helyzetével függhet össze. A Nógrád–Gömör vulkáni terület xenolitjai eltérő jellemvonásokat mutatnak.

Tárgyszavak: FTIR, felsőköpeny xenolit, geofizika, reológia, Kárpát–Pannon régió, Persány hegység

Bevezetés

HORVÁTH Ferenc professzor személye nem csupán a geofizikai kutatásokban volt meghatározó, hanem a tudományterületek integrálásában is élen járt. Így vált a Kárpát–Pannon régió (KPR) fejlődéstörténetének egyik emblematikus kutatójává. Eredményei, hipotézisei jelenleg is ösztönzőleg hatnak a KPR témájú kutatásokra. Felismerte, hogy a mélyebb litoszférából származó xenolitokban rejlő ismeretek jelentős potenciállal bírnak a geodinamikai modellekben. HORVÁTH professzor mindig nyitott volt a megbeszélésekre és vitákra, és nem sajnálta az időt arra, hogy megtalálja a közös nyelvet a kőzettan és geokémia szakterület művelőivel is. Jelen dolgozatunk HORVÁTH Ferenc professzor ezen tevékenysége előtt (is) kíván tisztelegni.

A felsőköpenyben és alsókéregben található ásványok döntő többsége (olivin, piroxén, spinell, gránát) ún. névlegesen vízmentes ásvány (angol megfelelője — nominally anhydrous minerals — után: NAMs). Víztartalmú elegyrészek (pl. amfibol, csillám, apatit) kis mennyiségben vannak jelen ilyen körülmények között. Névlegesen vízmentes ásványnak hívjuk mindazon ásványokat, amelyek sztöchiometrikusan nem tartalmaznak „vizet" (OH^- és H_2O), azaz a „víz" kizárólag nyomnyi mennyiségben fordul elő az ásvány szerkezetében, azonban így is jelentős hatással van a kőzetek olvadáspontjára, reológiájára, továbbá a hullámterjedési sebességre és elektromos vezetőképességére (pl. KOHLSTEDT et al. 1996, DIXON et al. 2004, LI et al. 2008, INOUE et al. 1998, KARATO et al. 1986, KARATO 1990). A H^+ egyrészt beépülhet az adott ásvány rácsszerkezének vakanciáiba, másrészt a koordináló oxigénnel összekapcsolódva szerkezeti hidroxilt alkot (a továbbiakban ezekre szerkezeti hidroxil megjelöléssel hivatkozunk, és amennyiben a hidrogén egyéb előfordulási módjáról van szó, azt külön jelezzük). A nyomelemnyi mennyiségű „víz" mennyiségi és minőségi mérésére a Fourier transzformációs infravörös (FTIR) spektrometria módszere bizonyul a legpraktikusabbnak, kis kimutatási határa (~ppm), pontossága (átlagos hibahatár ~15%), kis mintaelőkészítési igénye és költséghatékonysága miatt (pl. LIBOWITZKY & ROSSMAN 1996, LIBOWITZKY 2006, KOVÁCS et al. 2008). Az utóbbi néhány évtized kísérleti munkáinak során több közlemény született a földköpenyben előforduló NAM szerkezeti hidroxil tanulmányozásáról (pl. olivin: MACKWELL & KOHLSTEDT 1990; BAI & KOHLSTEDT 1992, 1993; KOVÁCS et al. 2010; BALAN et al. 2011; INGRIN et al. 2014; klinopiroxén: STALDER & LUDWIG 2007; ortopiroxén: RAUCH & KEPPLER 2002; gránát: ACKERMANN et al. 1983; ROSSMAN & AINES 1991; LU & KEPPLER 1997). A tanulmányok fő eredményei között szerepel a szerkezeti hidroxil szoros kapcsolatának kimutatása a kőzetek olvadáspontjával és tettenérhető metaszomatikus eseményekkel. A névlegesen vízmentes ásványok szerkezeti hidroxil mennyisége alapján többek között a rendszer SiO_2 aktivitását és H_2O tartalmát megváltoztató metaszomatikus folyamat is felismerhető (pl. MATVEEV et al. 2001). GREEN et al. (2010) kimutatta, hogy a litoszferikus földköpenyben igen kis mennyiségű (0,02 tömeg%) szerkezeti hidroxil koncentráció esetén már létrejöhet pargasitos amfibol, ami a földköpeny olvadáspontját jelentős mértékben, mintegy 150–200 °C-kal csökkentheti. Azonban a NAM elegyrészek szerkezeti hidroxil koncentrációja nem csak a litoszferikus köpenyre meghatározó jelentőségű. Jól mutatja ezt PLANK et al. (2013) és BIRÓ et al. (2016), akik kimutatták, hogy a névlegesen vízmentes magmás fenokristályokban (pl. kvarc, plagioklász, klinopiroxén és olivin) előforduló szerkezeti hidroxil információt adhat a kristállyal egyensúlyban lévő olvadék „víz"-tartalmáról, így hozzájárulhat egy vulkánkitörés jellegének alaposabb megismeréséhez. Ezek alapján jól látható, hogy a „víz" alapvető szerepet játszik a litoszferikus köpeny és a kéreg geodinamikai alakításában, valamint az ott lejátszódó folyamatok fejlődésében.

A KPR-ben a neogén alkáli bazalt vulkanizmus nagyszámú litoszferikus földköpeny xenolitot szállított a felszínre (pl. VASELLI et al. 1995, FALUS et al. 2000, SZABÓ et al. 2004, HIDAS et al. 2007, BERKESI et al. 2012, BALI et al. 2008, GUZMICS et al. 2008, LIPTAI et al. 2017, ARADI et al. 2017; PATKÓ et al. 2019). A felsőköpeny xenolitot tartalmazó öt alkáli bazalt vulkáni terület (Stájer-medence, Bakony–Balaton-felvidék, Kisalföld, Nógrád–Gömör és Persány hegység) részletes FTIR vizsgálat ezidáig a Nógrád–Gömörből (PATKÓ et al. 2019) és a Stájer-medencéről (ARADI et al. 2017) származó xenolitokon készült. Ezen tanulmányok

szerzői kimutatták, hogy a KPR peremén fekvő Stájer-medence földköpeny xenolitjainak NAM elegyrészei szerkezeti hidroxilban gazdagok, míg a Nógrád–Gömöri xenolitok „víz"-ben jelentősen kimerültek. Az említett munkák mellett a Persány hegységből is rendelkezésünkre állnak adatok (Falus et al. 2008). Utóbbi közlemény két lelőhely vizsgálata alapján keresett összefüggést a gyengén és erősen deformált xenolitok ásványainak szerkezeti hidroxiltartalma között.

Munkánkban összefoglaljuk a FTIR spektrometria alapjait és alkalmazhatóságát, majd kitekintünk a Persány hegységi vulkáni terület alatti litoszferikus földköpeny víztartalmára. Egy jellegzetes, Grujuról származó xenolit példáján bemutatjuk, hogy a döntő többségben bazaltos kőzetekben előforduló felsőköpeny-fragmentumok szerkezeti hidroxiltartalma hogyan használható fel geofizikai alkalmazásra (elsősorban fajlagos vezetőképesség és viszkozitás meghatározására), és adott esetben a Kárpát–Pannon régióban ez milyen geodinamikai következtetések levonását teszi lehetővé.

A Persány hegységi vulkáni terület földtani hátterének rövid ismertetése

A Persány hegységi vulkáni terület (PHVT) a KPR neogén monogenetikus vulkáni mezők legfiatalabbika. A rövid ideig tartó (1,2–0,6 Ma; Panaiotu et al. 2013, Seghedi et al. 2016) alkáli bazaltos vulkanizmusról és a felszínre hozott szubkontinentális litoszféra eredetű xenolitokról már több publikáció született (pl. Downes et al. 1995; Vaselli et al. 1995; Chalot-Prat et al. 1998; Falus et al. 2000, 2008, 2011; Tóth et al. 2006; Harangi et al. 2013; Luffi et al. 2015; Kovács et al. 2018; Sági et al. 2018). A területtől keletre található a Vráncsa-zóna, amely ismert a nagy magnitúdójú (Richter skálán 6 feletti) közepes és nagy mélységben (70–170 km) kipattanó földrengéseiről (Vacareanu & Ionescu 2016). E földrengések hipocentrumai átfednek a szeizmikus tomográfia segítségével kitérképezett, nagy szeizmikus sebességgel jellemzett kőzettérfogattal, amit az irodalom alábukó (szubdukálódó/delaminálódó) lemez maradványaként értelmez (Wortel & Spakman 2000, Tondi et al. 2009, Baron & Morelli 2017). A lemez geometriája alapján a Persány hegység alatt található földköpeny egy köpenyéknek fogható fel. Falus et al. (2000) és Tóth et al. (2006) igazolta, hogy a Persány hegység alatt a földköpeny felemelkedett, ami az alkáli bazaltos vulkanizmus keletkezéséhez vezethetett (Harangi et al. 2013). A PHVT alkáli bazalt által felhozott földköpeny xenolitok petrográfiai tulajdonságai változatosak. A területre jellemző erősen deformált (milonitosodott) peridotitokkal (Falus et al. 2008; 2011) és a gránáttartalmú piroxenitekkel Tóth et al. (2006) és Luffi et al. (2015) foglalkozott érdemben. A xenolitokban gyakran megjelenő amfibol és annak geokémiai tulajdonsága alapján (Vaselli et al. 1995, Chalot-Prat et al. 1998, Szabó et al. 2017) a Persány hegység alatt található földköpeny jelentős metaszomatózison esett át, ami feltételezhetően a Vráncsa-zónában található alábukó lemezből felszabaduló fluidumokhoz köthető.

Módszertan

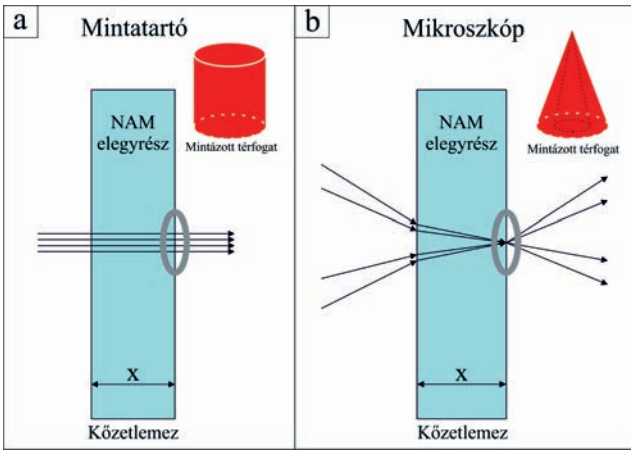
A Fourier-transzformációs infravörös spektroszkópia alapjai

Az infravörös spektrometria alapja, hogy az ásványokban fellépő kémiai kötések rezgései milyen hullámszámnál (energiánál) nyelik el az infravörös fényt, illetve mekkora az elnyelődés mértéke. Az elnyelődés hullámhossza alapján az elnyelő komponens leggyakrabban azonosítható, annak mértéke alapján pedig az abszolút koncentrációja is meghatározható mólban vagy még gyakrabban tömeg%-ban kifejezve. Az FTIR mérés során az elektromágneses hullámspektrum infravörös tartományát (780 nm – 1 mm) használjuk, és a mintán áthaladó sugárzás elnyelődését vizsgáljuk hullámszám szerint a háttér intenzitására vonatkoztatva (Libowitzky & Rossman 1996). A spektrumon található elnyelődési sáv helye a szerkezeti hidroxil beépülésének módjától, az elnyelődés intenzitása pedig annak mennyiségétől függ (Libowitzky 2006)

A mikro-FTIR spektrometriához alkalmazott műszer a spektrométerből (amelynek legfontosabb részei a „Glowbar" forrás, az interferométer, optikai rendszer) és a hozzá tartozó infravörös mikroszkópból épül fel. Az infravörös sugárzás létrehozásához leggyakrabban SIC „Glowbar" („izzó rúd") sugárforrást izzítunk kb. 800 °C-ra. A kibocsátott infravörös sugárzást az interferométer segítségével moduláljuk és lencserendszerek segítségével vezetjük át a mikroszkóp tárgyasztalán, majd juttatjuk a detektorba. A kapott interferogramokat a Fourier-transzformáció matematikai műveletével alakítjuk át olvasható spektrumokká. A detektor leggyakrabban HgTe és CdTe (Mercury-Cadmium-Telluride = MCT) ötvözetből készül, ami folyékony nitrogénnel hűtve az infravörös sugárzás nagy érzékenységű detektálását teszi lehetővé.

A „Glowbar" forrásból kibocsátott infravörös fény alapvetően nem poláros jellegű, ami polarizátorokkal polarizált fénnyé alakítható. Természetesen a primer, nem poláros fény is részben polarizált, ugyanis az optikai rendszeren történő reflexiók során részben polárossá válik. Az infravörös sugárzás egymásba forduló kúppalástok mentén terjedve halad át a mintán az objektíveknek köszönhetően, amelyeknek fókuszában ideálisan a minta van. Az ilyen módú fényterjedés a felhasználás szempontjából lényeges, ugyanis alaphelyzetben a spektrométerben az infravörös sugárzás párhuzamos sugárnyalábok formájában halad át a mintán. A kúppalást menti terjedésnek köszönhetően az ideális vastagságú mintáknál vastagabb (> 200 μm) minták esetében előfordulhat, hogy nemcsak a fókuszban lévő területét, hanem annak szűkebb környezetét is vizsgáljuk (*1. ábra*).

A mintára érkező infravörös sugárzás egy része elnyelődik, egy része pedig áthalad azon. Az elnyelt sugárzás hullámhosszértéke adja a minőségi, az elnyelődés mértéke pedig a mennyiségi információt a kölcsönhatásra vonatkozóan. A mérések során azt határozzuk meg, hogy egy adott hullámszámnál mért intenzitás (I_0), hogyan viszonyul a mintán mért intenzitáshoz (I). E két intenzitás hányadosát



1. ábra. A mintatartón található X vastagságú vékonycsiszolaton áthaladó infravörös fény (a) henger és (b) kúp alakú útvonala. A kúp alakú útvonal során a fény kisebb térfogatot mintáz meg

Figure 1. *Infrared light travels through thin section of the samples that has a thickness of X in the form of (a) cylinder and (b) cone. Notice that the light that travels in the form of cone sample has smaller volume than the light that travels in the form of cylinder*

nevezzük transzmittanciának (átlátszóság) ($T=I/I_0$), aminek értéke 1, amennyiben nincsen elnyelődés, és 0, amennyiben minden sugárzás elnyelődik. A transzmittancia azonban gyakorlati szempontból nehezen használható, hiszen értéke az elemzett minta vastagságával exponenciálisan változik. Ezért a gyakorlatban inkább az abszorbancia értékének az alkalmazása terjedt el. Az abszorbancia a transzmittancia negatív 10-es alapú logaritmusa ($A = -\log(T)$; $A= -\log(I/I_0)$ vagy $T=10^{-A}$). Az abszorbancia 0, ha nincsen semmilyen elnyelődés,és végtelen, amennyiben minden sugárzás elnyelődik. Értéke lineárisan változik a minta vastagságával.

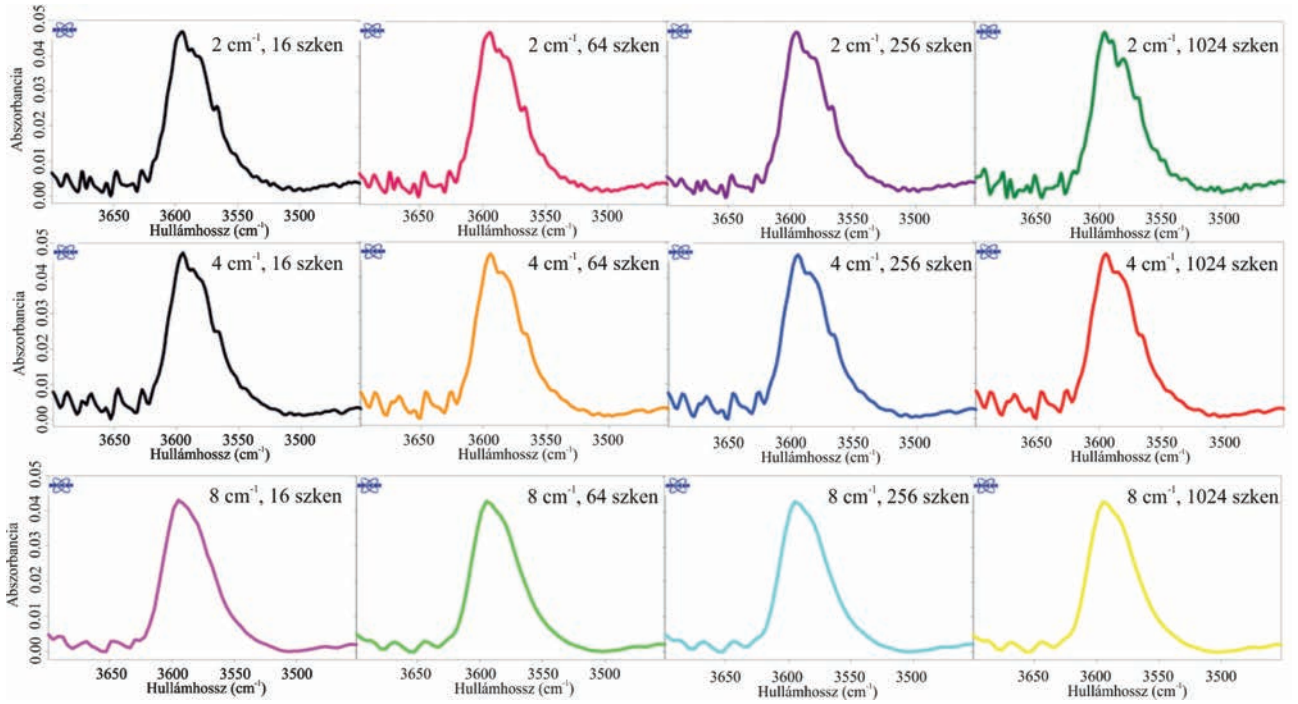
A NAM elegyrészek vizsgálatához rendszerint 200–300 μm vastag, duplán polírozott vékonycsiszolat szükséges, amelyet a preparálás után leoldunk a tárgylemezről, és ezt a tiszta mintalemezt helyezzük a tárgyasztalra. Amennyiben a vizsgált mintában lévő NAM elegyrészek víztartalma nagy (pl. olivin: >10 ppm; ortopiroxén: >100 ppm; klinopiroxén: > 500 ppm), a vastagság lehet kisebb is (néhány 10 μm), azonban sokkal nagyobb vastagság alkalmazása az infravörös sugárzás már említett kúppalást menti terjedéséből következően nem célszerű.

A rutin mérések során a vizsgált területet apertúra segítségével határoljuk le, amelynek mérete alapesetben 100∗100 μm (rendszerint négyzet vagy téglalap alakú), ami csökkenthető. Az eddigi tapasztalatok alapján a „Glowbar" sugárforrással elvégezhető elégséges minőségű mérések a NAM elegyrészek esetében 30∗30 μm apertúra mellett még kivitelezhetők. Nagyobb felbontás eléréséhez szinkrotron sugárforrás használatára lehet szükség, aminek jelerőssége rendszerint egy nagyságrenddel meghaladja a hagyományos „Glowbar" forrását. A felbontás szinkrotron esetében akár néhány mikrométer is lehet, azonban a gyakorlat azt mutatja, hogy az 5–7 μm körüli a legjobb érték. A valós laterális felbontást nagyban korlátozza, hogy az infravörös sugárzás küppalást mentén terjed, és a csiszolatok rendszerint lényegesen vastagabbak ettől az értéktől. Ennek köszönhetően valószínű, hogy nemcsak az apertúra által lefedett és a fókuszban lévő területről, hanem kívülről is érkezhet spektrális jel. Így lehetőleg nagy méretű (>500 nm), homogén egykristályokat és azoknak is inkább a központi részét célszerű vizsgálni. A mérések eredményei spektrumok, amelyeken rendszerint az abszorbanciát ábrázoljuk a hullámszám függvényében. A hullámszám a hullámhossz inverze, amely az infravörös mérések során jellemzően néhány száz vagy néhány ezer reciprok centimétert (cm^{-1}) jelent.

A mérések során számos mérési paraméter beállítására nyílik lehetőség. Gyakorlati szempontból ezek közül a legfontosabbak a spektrális tartomány, a spektrális felbontás és a leolvasások száma. A NAM elegyrészek esetében a 400–4000 cm^{-1} közötti spektrális tartomány a legérdekesebb, ugyanis itt fordulnak elő a karakterisztikus O-H rezgések és a szilikátvázra jellemző Si-O rezgések, valamint ezek felharmonikusai. Hullámhosszban kifejezve ez a 2,5–25 μm tartománynak felel meg. A kőzetüvegben lévő „víztartalom" vizsgálatához szükséges lehet a tartományt egészen 6000 cm^{-1}-ig kibővíteni, hiszen így az OH^- és H_2O formájában megkötött „víz" is mennyiségileg elkülöníthető sorrendben a 4500 és 5200 cm^{-1}-nél tapasztalható elnyelési sávjaik alapján (MANDEVILLE et al. 2002).

A spektrális felbontás megadja, hogy a vizsgált spektrális tartomány milyen sűrűn mintavételezett, azaz hány hullámszámonként mérjük az abszorbancia értékét. Minél kisebb a vizsgálandó elnyelési sávok félértékszélessége, annál sűrűbben szükséges mintavételezni, hogy a spektrális felbontást növeljük. A szerves anyagok és a nagy rendezettségű anyagok esetében nem ritka a néhány hullámszámnyi félértékszélesség sem, ami azt jelenti, hogy a felbontásnak is <1 cm^{-1}-nek kell lennie. A mérések ideje a spektrális felbontás növelésével növekszik, így szükséges vizsgálni, hogy melyik az a spektrális felbontás, ami mellett minden releváns abszorbanciasáv detektálható és a mérési idő sem irreálisan hosszú (pl. több mint fél óra). Ennek meghatározása céljából a pakisztáni sztenderd olivin kristály (KOVÁCS et al. 2008) szisztematikus mérését végeztük el különböző spektrális felbontással. Az eredmények arra utalnak, hogy 4 cm^{-1}-nél nagyobb felbontás esetében már nem nyerhető többletinformáció, azaz a legfontosabb elnyelési sávok mind jól elkülöníthetők. Mivel a többi szilikát NAM elegyrész — főleg piroxének, gránát és földpát — sávjainak félértékszélessége még az olivin sávjainál is nagyobb, ezért a 4 cm^{-1}-es felbontás a rutin mérések elvégzésére alkalmas.

A mérések során szintén beállítható, hogy a megjelölt spektrális tartományt hányszor mérje le a berendezés, amit a leolvasások (scan) számaként adhatunk meg. A leolvasások számának növelése javítja a jel/zaj arányt, ami az alkalmazott leolvasások négyzetgyökével arányosan javul, azonban túl sok leolvasás jelentősen megnövelheti a mérési időt, ami a mérési körülmények változása miatt (atmoszferikus interferencia) végeredményben a mérési eredmények minőségét akár kedvezőtlenül is befolyásolhatja (LIBOWITZKY 2006) (*2. ábra*). A *2. ábra* alapján az is látszik, hogy kb. 128 leolvasás után már nem következik be további jelentős



2. ábra. A pakisztáni olivinen végzett FTIR vizsgálat során kapott spektrumok minősége az OH-tartományra vetítve. Az ábrázolt spektrumok felbontása 2, 4 és 8 cm^{-1}, ezekhez társított szken számok 16, 64, 256 és 1024. Megfigyelhető, hogy a spektrumok zavarossága a felbontás és a szkenek számával csökken. Azonban túl nagy felbontás és szken szám túlsimítást okoz, ami információ vesztéshez vezethet

Figure 2. *Spectra of FTIR measurements for OH- interval in the Pakistan olivine. Resolution of the spectra is 2, 4 and 8 cm^{-1}, the used scan number is 16, 64, 256 and 1024. Smoothing of the spectra increases by increasing the resolution and number of scans. Notice that too high resolution and scan number can lead loss of information because of the over smoothed surface*

minőség javulás. Így a NAM elegyrészek méréséhez rutin esetekben 128 leolvasás javasolt. A leolvasások száma nem feltétlen szükséges, hogy a kettő hatványa legyen, de a leolvasások száma és a jel/zaj arány közötti négyzetgyökös összefüggés miatt praktikus.

Mérés során felléphető problémák és azok kiküszöbölése

A mikro-FTIR spektrometria kis kimutatási határa (~ 1 ppm tömegrész „víz" egyenértékben) miatt számos tényező befolyásolhatja a mérések kimenetelét és az adatok minőségét. Különösen igaz ez a CO_2 és az OH^-, H_2O kimutatása esetében, ahol az atmoszferikus hatások jelentősen növelhetik a kimutatási határt és a kapott abszolút koncentráció bizonytalanságát.

A mintaelőkészítés során törekednünk kell arra, hogy a minta felületéről minden szerves anyagot és „vizet" eltávolítsunk. Szerves anyag (pl. vékonycsiszolatok készítésekor használt ragasztó) maradványainak eltüntetésének céljából a mintát legalább 24 órán át acetonban célszerű áztatni. Ezt követően a mintát kemencébe helyezzük és ott 1–2 órán keresztül legalább 80 °C hőmérsékleten állni hagyjuk (egyes amorf szerkezetű ásványok stabilitása még 80 °C alatt megszűnik, így ezek vizsgálatakor szárításhoz kisebb hőmérsékletet használunk). Előbbi eljárással — a mintán található — felületi víz jelentős része eltávolítható. Végezetül a teljesen kiszáradt mintát jól zárható, száraz mintatartóba tesszük, és kizárólag a mérés előtti pillanatokban vesszük ki. Fontos, hogy ujjunkkal ne érjünk a mintához, mert a bőrön található nedvesség és szerves anyag jele visszaköszönhet a spektrumon.

A mérést (amennyiben lehetséges) jól légkondicionált szobában végezzük, ahol a hőmérséklet és a légnedvesség közel állandó. Fontos a mérés során feljegyezni, hogy éppen milyen a kinti időjárás, ugyanis egy párás nap alkalmával a háttérben a vízgőz jelenléte még akkor is nagy lehet, ha a labor megfelelően légkondicionált. Szintén figyelembe kell venni, hogy az életműködéshez szükséges biológiai folyamatok révén további vízgőz és CO_2 kerül a légtérbe, ami megváltoztathatja a szoba levegőjének pára- és CO_2-tartalmát (ez különösen igaz, ha több fő tartózkodik a laboratóriumban). Az atmoszferikus interferencia a spektrumok minőségét jelentősen ronthatja, különösen a vízgőz 3800–3500 cm^{-1} hullámszámtartományban megjelenő fésűs finomfelhasadásai révén. A műszer nagy érzékenysége miatt a CO_2 jellegzetes sávjai 2350 cm^{-1}-nél szinte mindig látszanak. A legtöbb spektrum feldolgozó szoftver (pl. Opus, Omnic, Resolution Pro) ezt a zavaró hatást kezelni tudja a beépített atmoszferikus kompenzáció funkciónak köszönhetően. Ezenkívül hatékony megoldás a mintaasztalt és a mikroszkóp objektívjeit egy kamra segítségével elzárni és abban inert gázt (N_2, He vagy Ar) áramoltatni. Az atmoszféra és a mérési körülmények stabilitása ellenőrizhető, ha a háttér

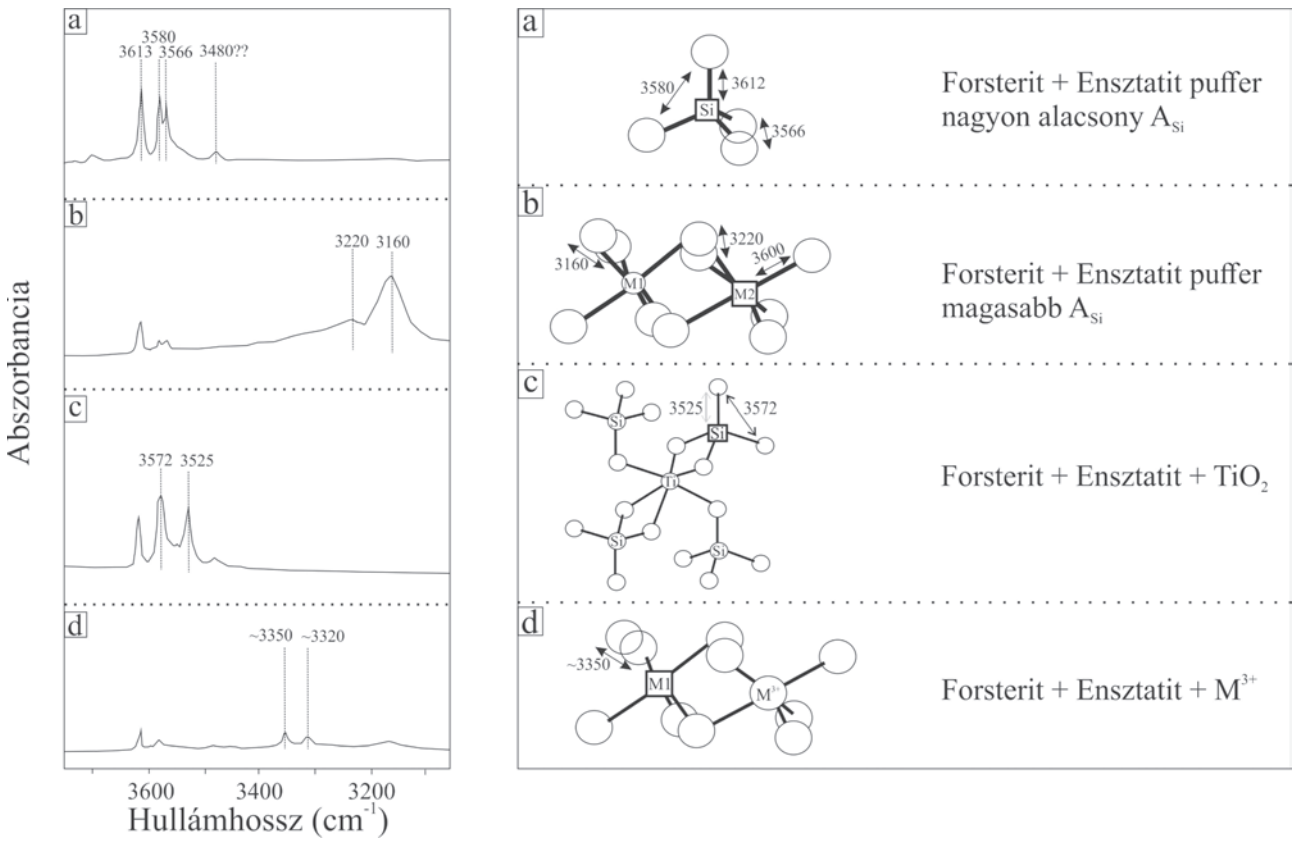
mérését követően a hátteret „mintaként" is megmérjük. Amennyiben nincs semmiféle műszeres és atmoszferikus „drift", akkor a mintaként felvett háttér spektrum egy 0 abszorbanciánál futó vízszintes egyenes.

A H^+ beépülésének módjai névlegesen vízmentes ásványok szerkezetébe

A spektrális „víz" tartományon belül lehetőségünk van elkülöníteni (1) molekuláris H_2O-t (~3400 cm^{-1}-nél megjelenő nagy félértékszélességű széles sáv), (2) szerkezeti hidroxilt, ahol a H^+ vakanciákba épül be önállóan vagy más kationnal csatolt helyettesítést létrehozva (mindkét esetben kis félértékszélességű sávokként 3650 és 3000 cm^{-1} között) és (3) szerkezeti hidroxilt, ami olyan ásványt képvisel, amiben a H^+ sztöchiometrikusan előfordul (rendszerint 3650 cm^{-1}-nél nagyobb hullámszámnál).

Az olivin a képlete alapján ($(Mg,Fe)_2[SiO_4]$) nem tartalmaz molekuláris vizet, sem sztöchiometrikus szerkezeti hidroxilt. Azonban előfordulhat benne fluidumzárvány és/vagy vakanciát betöltő szerkezeti hidroxil. A csapdázódott fluidum- vagy olvadékzárványok molekuláris vizet tartalmazhatnak (HIDAS et al. 2010). A geofizikai számítások jelenleg nem veszik figyelembe a fluidumzárványok jelenlétét, azonban elképzelhető, hogy a jövőben a pontosítás érdekében nagy szerepet fognak játszani. Kísérleti munkák kimutatták, hogy a H^+ többféleképpen képes beépülni (pl. MATVEEV et al. 2001; BERRY et al. 2005, 2007; KOVÁCS et al. 2010; BALAN et al. 2011). Az egyik lehetőség négy H^+ beépülése a Si^{4+} rácspozíciójába (üres szilikát tetraéderbe/tetraéderes vakanciába) (*3. ábra*), amit „hidrogránát" ($Mg_2H_4O_4$) helyettesítésnek is neveznek (pl. KOVÁCS et al. 2010). Az üres szilikát tetraéderek előfordulása a rendszer kis SiO_2 aktivitásával magyarázható (LEMAIRE et al. 2004). Ebben az esetben kizárólag H^+ helyettesítésről beszélhetünk, amelynek sávpozíciói 3612, 3580, 3566 cm^{-1}-nél található (*3. ábra*). A másik lehetőség, hogy a H^+ helyettesítés az oktaéderes (M1 vagy M2) pozíciókban történik (KOVÁCS et al. 2010). Ez esetben a két H^+ helyettesít egy bivalens kationt (MgH_2SiO_4, jellemzően Mg^{2+} vagy Fe^{2+}). Ennek a helyettesítésnek a sávjai 3220 és 3160 cm^{-1}-nél helyezkednek el (KOVÁCS et al. 2010; BALAN et al. 2011).

Előfordulhat továbbá, hogy a H^+ valamilyen egyéb kationnal együtt épül be különböző kristálytani pozícióba és vakanciába, amit csatolt helyettesítésnek hívunk (pl. BERRY et al. 2005). Ebben az esetben a szilikát tetraéderbe egy



3. ábra. Olivin szerkezetébe történő H^+ beépülés különböző lehetőségei és a hozzátartozó abszorbancia pozíciói (KOVÁCS et al. 2010 alapján). a) Kis Si aktivitás mellett történő H^+ beépülés az $[SiO_4]$ tetraéderbe. b) Nagy Si aktivitás mellett történő H^+ beépülés az M1 és M2 oktaéderes pozícióba. c) Nagy TiO_2 aktivitás mellett történő H^+ beépülés (=klinohumit szerkezet kialakulása olivinben). d) Három vegyértékű kation és H^+ együttes beépülése

Figue 3. *Different types of H^+ incorporation into olivine and their related absorbance peak. a) H^+ incorporation in low Si activity environment. b) H^+ incorporation in high Si activity environment. c) H^+ incorporation with Ti in high TiO_2 activity environment resulting in clinohumite structure within olivine. d) Trivalent cation and H^+ joint incorporation into olivine structure*

trivalens kation (pl. Al^{3+}, Ti^{3+}) és egy H^+ épül be egyszerre (pl. BERRY et al. 2007). A titán-klinohumit ponthiba esetében egy Ti^{4+} lép be egy oktaéderes vakanciába, a közvetlenül mellette lévő tetraéderes vakanciába pedig két H^+ ($MgTiH_2O4$). E csatolt beépülés elnyelési sávjai 3572 és 3525 cm^{-1}-nél jelennek meg. A felsőköpeny xenolitok olivinjében ez az egyik leggyakrabban előforduló helyettesítési mechanizmus (PADRON-NAVARTA & HERMANN 2017). BERRY et al. (2007) számos trivalens kation és H^+ csatolt helyettesítését (pl. B^{3+}, Al^{3+}, Sc^{3+}, Ti^{3+}, V^{3+}, Cr^{3+}, Fe^{3+}, Lu^{3+}) vizsgálták. Megfigyeléseik alapján az ilyen típusú helyettesítések elnyelési sávjai általában 3400 és 3300 cm^{-1} között helyezkednek el. Az adott típusú helyettesítés helye ezen a tartományon belül függ az adott kation tulajdonságaitól (elsősorban az ionrádiuszától).

A tapasztalatok szerint a klinopiroxénekben előforduló amfibol lamellák — amelyek esetenként polarizációs mikroszkópban sem láthatók — a ~3675–3695 cm ^{1} tartományban észlelhető elnyelési sávokkal azonosíthatók (pl. DELLA VENTURA et al. 2007). Hasonló szubmikronos átalakulás az olivin szerpentinné vagy talkká történő átalakulása, amit a 3700 cm^{-1} körüli elnyelési sávok (szerpentinre), illetve a 3709, 3685 és 3645 cm^{-1}-nél található sávok (talkra) jelzik (MILLER et al. 1987).

„Víz" koncentráció meghatározása

Az infravörös spektrometria földtudományi alkalmazásai során anizotróp ásványokat mérünk, ahol az abszorbancia sávok helye és intenzitása függ az ásvány orientációjától, ami megnehezíti a precíz mennyiségi kiértékelést, különösen finomszemcsés minták esetében (<0,7 mm).

A koncentráció számolása a Beer-Lambert törvény alkalmazásával történik:

$$c = \frac{A^{tot} * M_A}{\varepsilon * t * \rho} * 100, \qquad (1)$$

ami kimondja, hogy egy adott elem koncentrációja (c [ppm tömegrész]) egyenesen arányos az elemre vonatkozó teljes abszorbanciával (A^{tot}), a moláris tömeggel (M_A [g/mol]) és fordítottan arányos a moláris integrált kioltási együtthatóval (ε [L/mol×cm^2]), a sűrűséggel (ρ [g/L]) és a vastagsággal (t [cm]). Az abszorbancia értéke mérhető az adott elnyelési sáv intenzitásaként az alavonalhoz viszonyítva. Az abszorbancia azonban kifejezhető az elnyelési sáv integrált területeként is. LIBOWITZKY & ROSSMAN (1997) megállapította, hogy földtani mintákban az integrált terület meghatározása rendszerint kisebb hibával terhelt, ezért célszerű azt használni az abszorbancia értékének meghatározásához. Jelen tanulmányunkban az abszorbancia mérőszámaként integrált abszorbanciát értünk.

Az adott elem által létrehozott kötésekre történő teljes integrált abszorbanciát a következő módon tudjuk meghatározni. Először alapvonalkorrekciót alkalmazunk, majd az adott kötéstípusok sávtartományát kijelöljük és integráljuk a görbe alatti területet kiértékelő szoftver segítségével, ami esetünkben a Bruker Opus programcsomagja volt. Bár az alapvonalkorrekció elvégezhető manuálisan is, az összehasonlíthatóság érdekében érdemes a szoftverben található ún. konkáv gumikötél (concave rubber band) korrekciót használni 64 illesztőponttal és 1–4 iterációval. Ez a háttérkorrekciós módszer jól működik a legtöbb NAM elegyrész esetében. Nagyobb mértékű túlkompenzációt a háttérkorrekciós módszer csak nagy félértékszélességű elnyelési sávok esetében okozhat, mint például fluidumzárványok molekuláris vízcsúcsa, vagy a plagioklászban kötött szerkezeti hidroxil spektruma. Fontos, hogy egy adott mintasorozat ásványai esetében mindig ugyanazokat a tartományokat jelöljük ki és integráljuk.

Poláros és nem poláros módszer rövid ismertetése és összehasonlítása

A földtudományban sokáig tartotta magát az a nézet, hogy mennyiségi infravörös spektrometriához csak a poláros infravörös fény alkalmazható (BELL et al. 1995, 2003, 2004; LIBOWITZKY & ROSSMAN 1996). E módszer esetén a vizsgált ásványt az összes fő kristálytani tengelye mentén orientált poláros fénnyel kell lemérni, hogy megkapjuk a három fő abszorbanciaértéket ($A_{tot}=A_a+A_b+A_c$). A mérések elvégezhetők úgy is, hogy három tetszőleges, de egymásra merőleges metszet fő elnyelési értékeit állapítjuk meg, majd ezek átlagának összegét vesszük. A poláros fénnyel történő mérés során a mintaelőkészítés időigényes, és a legjobb igyekezet ellenére sem garantált, hogy a különböző metszetek tökéletesen 90 fokot zárnak be, és hogy a hasáb oldalai egy irányban lesznek a kristálytani tengelyekkel. A mintaelőkészítés szinte lehetetlenné válik, amennyiben finomszemcsés anyaggal (<0,7 mm) dolgozunk vagy korlátozott mennyiségű mintával rendelkezünk.

A nem poláros sugárzást sokáig nem használták mennyiségi meghatározásra, mert a nem poláros abszorbancia nem mutatott szisztematikus összefüggést a poláros abszorbanciaértékekkel. Emellett nem találtak lineáris összefüggést az abszorbancia értéke és a mintavastagság között. Később SAMBRIDGE et al. (2008) és KOVÁCS et al. (2008) kidolgozta az abszorbancia indikatrix teóriát. Ennek értelmében amennyiben a maximális poláros lineáris abszorbancia nem haladja meg a 0,3-at, akkor a poláros és nem poláros abszorbancia között szisztematikus összefüggés áll fenn, és a nem poláros abszorbancia minden esetben a vastagsággal arányosan változik.

A kifejlesztett nem poláros infravörös spektroszkópiai módszer alapján, amennyiben kellő számú orientálatlan ásványt vizsgálunk a mintában és a mérendő H^+ komponens koncentrációja homogén, akkor a teljes poláros abszorbancia az átlagos nem poláros abszorbanciából is becsülhető. A tapasztalat alapján még erősen anizotróp ásványok (pl. olivin, plagioklász) esetén is elegendő 10 orientálatlan metszeten elvégezni a mérést, meghatározni az egyedi integrált abszorbanciákat, majd ezeket átlagolni és hárommal beszorozni ($A_{tot}=3\times A_{avg}$). A nem poláros infravörös fényt alkalmazó módszer nem igényel jelentős mintaelőkészítést, ellenben lehetőséget biztosít a kis méretű szemcsék (akár

néhány 10 μm) mérésére. Szintén előnyt jelent, hogy rövid idő alatt sok adat nyerhető. Megjegyezendő továbbá, hogy a nem poláros sugárzás lényegesen erősebb jelet ad a poláros sugárzáshoz képest, továbbá kizárható a poláros módszer pontatlan orientációjából fakadó hiba.

Különböző integrált moláris kioltási együtthatók

A teljes poláros abszorbancia ismeretében az abszolút koncentráció meghatározásához megfelelő integrált moláris kioltási együtthatókra van szükség. A gyakorlatban leginkább ásvány specifikus kioltási együtthatókat (*I. táblázat*; pl. BELL et al. 1995, 2003; MALDENER et al. 2001; JOHNSON & ROSSMAN 2003; THOMAS et al. 2009) szoktak használni, amelyek csak az adott sztenderd ásványban tapasztalható infravörös elnyelési sávokra alkalmazhatók. Ez azt jelenti, hogy amennyiben a vizsgált NAM elegyrészek infravörös spektruma jelentősen eltér a sztenderd ásványétól, az együttható alkalmazása jelentős bizonytalansággal lehet terhelt. Ilyen kis (néhány ppm) koncentrációban a szerkezeti hidroxil tartalom mérése más technikával (például ionmikroszonda) rendkívül nehézkes, és kevés kellően homogén sztenderd ásvány ismert. Ezért a szakterület a rendelkezésre álló néhány nemzetközi sztenderdből (<10 a felsőköpenyre és alsókéregre) indul ki, még akkor is, ha a mért NAM elegyrész infravörös spektruma attól jelentősen eltér.

A kioltási együttható értékének meghatározására — részben az előbb ismertetettek miatt is — PATERSON (1982) kidolgozott egy univerzálisnak szánt megoldást, amit LIBOWITZKY & ROSSMAN (1997) aktualizált. Eszerint a víztartalmú ásványok elnyelési sávjai és víztartalmuk alapján kimutatták, hogy a moláris kioltási együttható értéke a jellemző elnyelési sávok hullámszáma szerint leírható lineáris összefüggést mutat. Ezt nevezték el hullámszámfüggő kioltási együtthatónak. E megközelítés nagy előnye, hogy az bármilyen hullámszámnál megjelenő elnyelési sávokhoz a „víz" régióban kioltási együtthatót lehet rendelni. A módszer azonban jelentős kihívásokat is rejt. A legjelentősebb ezek közül, hogy az összefüggéseket víztartalmú ásványokon dolgozták ki, ahol a hidroxil nagy mennyiségben, sztöchiometrikusan és nem kis mennyiségben, izolált ponthibákban van jelen. Azonban az izolált ponthibák esetében nem ugyanazok a rezgési energiák lépnek fel a kristályrácsban, mint amikor a hidroxil nagy mennyiségben sztöchiometrikusan épül be. Egy másik alapvető kérdés, hogy hogyan vegyük figyelembe az egymás közelében megjelenő és jelentősen átfedő elnyelési sávokat. Az említett kihívások ellenére ez a megközelítés a mai napig is széles körben használt a NAM elegyrészek abszolút víztartalmának meghatározására.

A legújabb megközelítés az ún. helyettesítés-specifikus kioltási együttható meghatározása, amely különböző kioltási együtthatót rendel a szerkezeti hidrogén különböző beépülési módjaihoz (*I. táblázat*; KOVÁCS et al. 2010). Mivel a különféle sávok és a hozzájuk csatlakozó helyettesítések leginkább az olivinben ismertek (pl. MATVEEV et al. 2001, BALAN et al. 2010), így a helyettesítés-specifikus kioltási együtthatókat is olivinre meghatározva vezették be. Elméleti megfontolások alapján ez lehet a legpontosabb megközelítés, azonban fontos a különböző helyettesítésekhez tartozó elnyelési sávok azonosítása, továbbá ezek integrált területének meghatározása más sávokkal való átfedés esetén.

I. táblázat. Olivin, ortopiroxén és klinopiroxén (továbbá gránát, földpát, kvarc, szillimanit) SiO_4^{4-} tetraéder Si^{4+} pozícióba történő, különböző H+ beépülésének fizikai paraméterei és értékei. k = kalibrációs faktor; ρ = sűrűség; Ɛ = moláris integrált kioltási együttható.

Table I. *Physical parameters and values of different types of H+ incorporation in olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and other nominally anhydrous minerals (garnet, feldspar, quartz, sillimanite). k = calibration factor; ρÁdensity; ε = molar absorption coefficient.*

Ásvány	k*	k (σ)	ρ(g/L)	ε(cm^{-2} per mol H_2O/L)	ε(σ)	Hivatkozások	Ásvány sztenderd
Olivin	0,188	0,012	–	29 584	–	Bell et al. (2003)	KLV-23 (Dél-Afrika), GRR1012-2a (Dél-Afrika), GRR1695-2 (Nevada)
Olivin [Si]	0,57	0,04	3240	9723	–	Kovács et al. (2010)	Szintetikus és természetes (Pakisztáni olivin)
Olivin [triv]	0,18	0,07	3240	31246	–	Kovács et al. (2010)	Szintetikus olivin sztenderdek
Olivin [Ti]	0,18	0,05	3240	29 884	–	Kovács et al. (2010)	Szintetikus olivin sztenderdek
Olivin [Mg]	0,03	0,03	3240	18 5391	–	Kovács et al. (2010)	Szintetikus olivin sztenderdek
Klinopiroxén	0,14	0,007	3339	38 300	1700	Bell et al. (1995)	PMR 53, augit megakristály kimberlitből, Premier bánya
Ortopiroxén	0,0674	0,003	3320	80 600	3200	Bell et al. (1995)	KBH-1 ~ alumínium tartalmú ensztatit szeparátum, 1-5 mm, vízmentes peridotit xenolitból (Frey és Prinz (1978)), Kilbourne Hole bazanit maar, Új Mexico.
Gránát	0,719	0,072	3730	6700	670	Bell et al. (1995)	Pirop–almandin gránát megakristály (Monastery, Dél-Africa)
Földpát	0,0647	0,003	2600	107 000	5000	Johnson & Rossman (2003)	Természetes földpát minták
Kvarc	0,072	0,015	2650	94 000	20000	Thomas et al. (2008)	HQV természetes kvarc
Szilimanit	0,38	0,051	3150	15 000	2000	Koch-Müller & Rhede (2010)	Számított más nagy nyomású ásványokból

Ennek következtében a helyettesítés-specifikus kioltási együtthatók alkalmazása nem vált gyakorivá. Jelen munkánkban a leginkább elterjedt ásvány specifikus együtthatókat használjuk az olivin és a piroxének esetében.

Figyelembe véve az (1) egyenletben található tényezők bizonytalanságát és a teljes poláros abszorbancia becslésében lévő hibát, az abszolút koncentráció meghatározásában rejlő hiba minimum 5 mérésnél olivin, ortopiroxén és klinopiroxén esetén rendre ~20%, ~7% és ~ 6%, (Liu et al. 2006, Xia et al. 2019, Patkó et al. 2019).

Érdemes megjegyezni, hogy a felsőköpeny xenolitokban található olivin általában igen kis szerkezeti hidroxil tartalommal rendelkezik, mivel jelentős vízvesztésen esett át a felszínre történő szállítódás során (Peslier & Luhr 2006, Denis et al. 2013). Ennek oka, hogy az ismert diffúziók (pl. proton (H^+), elektron és kation diffúzió) közül a H^+ diffúziója következik be a legkisebb aktiválási energia mellett (pl. Novella et al. 2017). Az olvadék — a xenolit szállítása során — energiát ad át a xenolit kristályainak, gyengítve a bennük található kötéseket. Az olivinben található szerkezeti hidroxilkötés „fellazul" elősegítve a H^+ diffúzióját, majd elindul az egyensúlyra való törekvés a szállító bazaltos olvadék víztartalma és az olivin víztartalma között (Demouchy 2010). E folyamat hatására az olivin fokozatosan elveszti eredeti víztartalmát. Patkó et al. (2019) kimutatta, hogy az olivin vízvesztése növekszik a szállítódás és a befogadó bazaltos olvadék hűlésének idejével, azaz nagyobb vízvesztés lép fel, hogyha a xenolit lávakőzetben hűl ki piroklaszthoz képest. Egyensúlyi (földköpeny) állapotban az olivin és klinopiroxén szerkezeti hidroxiltartalmának megoszlási együtthatója 10 körüli ($D_{klinopiroxén/olivin} \approx 10$) (Xia et al. 2019), azaz a klinopiroxén a H^+ koncentrációja minden esetben tízszer nagyobb az olivinhez képest. Ez az arány vélhetően a KPR xenolitjaira is érvényes, ezáltal jól kompenzálhatjuk az esetlegesen alulbecsült szerkezeti hidroxiltartalmakat az olivin esetében.

Ismertetve az FTIR spektrometria módszert megfogalmazható az a cél, hogy a mély litoszféra NAM elegyrészeiben található szerkezeti hidroxil mennyiségének területi és mélységbeli eloszlását feltérképezzük a Kárpát–Pannon régióban, és ennek birtokában pontosabban modellezzük a térségben lejátszódott extenzió és az extrúzió jelenségét.

Eredmény

Petrográfia és geokémia

A Persány hegység területéről kiválasztott xenolit (PGR–X1–0350) egy 7×5×5 cm-es, szögletes, üde, porfíroklasztos, a spinell elrendeződése miatt gyengén irányított szövetű, metaszomatizált lherzolit xenolit, amelynek modális összetétele a következő: olivin: 62%, ortopiroxén: 18%, klinopiroxén: 13%, spinell: 2 %, amfibol: 6%. Az olivin 500–1000 μm átmérőjű, hipidiomorf-xenomorf alakú kristályként fordul elő. Alszemcsésedése gyakori. Az ortopiroxén mérete 200–10 000 μm, szabálytalan alakú, ikresedése gyakori, és klinopiroxén, spinell és amfibol lamellákat tartalmaz. A klinopiroxén 50–2000 μm nagyságú, xenomorf, ritkán ikresedik, ortopiroxén vagy amfibol lamellákat tartalmaz. Az amfibol 50–300 μm méretű, hipidiomorf kristályokat alkot, amelyek általában piroxén-spinell környezetében vagy piroxénben zárványként jelenik meg. A spinell 100–200 μm xenomorf kristályokat formál intersticiálisan. A xenolit egyes zónáiban az ortopiroxén és klinopiroxén nagy mennyiségű fluidumzárványt tartalmaz.

Fourier transzformációs infravörös spektrometria

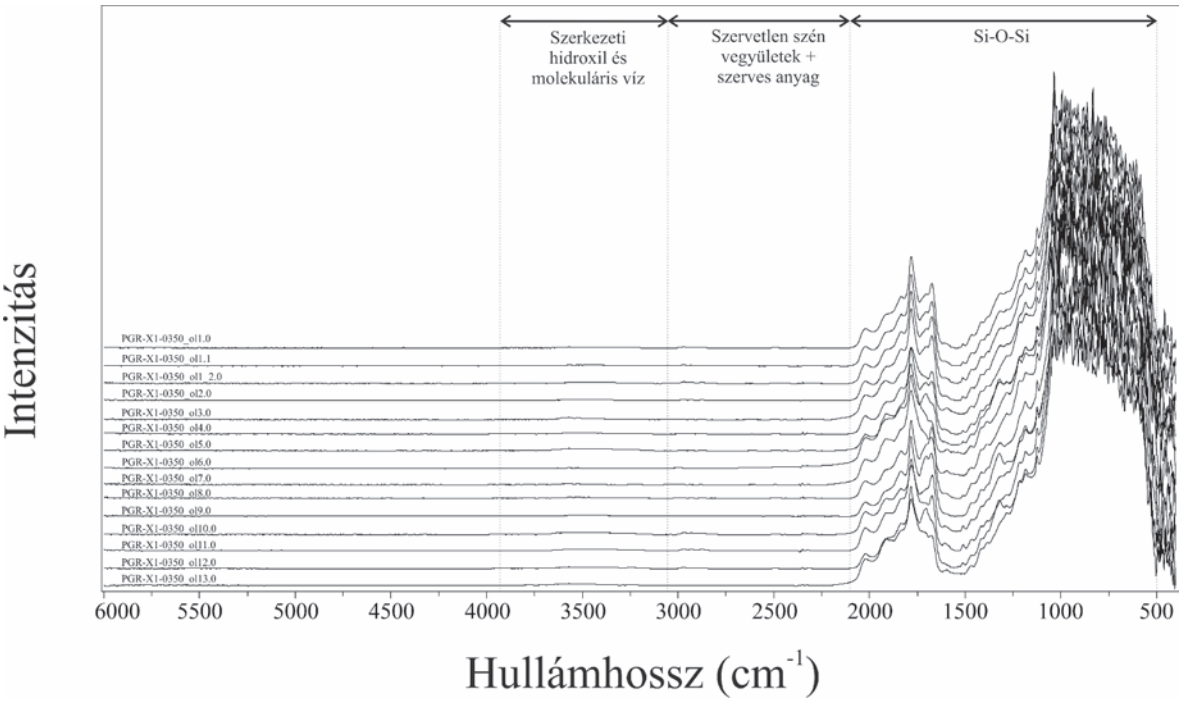
A kiválasztott mintából készített csiszolat vastagsága 320 μm. A vizsgált PGR-X1-0350 xenolit vékonycsiszolatban 13 olivint, 13 ortopiroxént és 9 klinopiroxént választottunk ki elemzésre. Az abszorbanciaspektrumokon (*4. ábra*) a 2200–500 cm^{-1} közötti tartományban találhatók a Si-O-Si kötések helyeinek jellegzetes elnyelési sávjai. A 3000–2200 cm^{-1} között jelenik meg az atmoszferikus és a fluidumzárványban előforduló CO_2 jellegzetes elnyelődési tartománya. A 3800–3100 cm^{-1} között hullámhossz tartományban várható az OH^- és a H_2O elnyelődési tartománya.

Olivin

Az olivinben az Si-O tartományon belül az 1200-500 cm^{-1} tartományban az elnyelődések minden ásvány esetén azonosak, míg az 2200-1600 cm^{-1} tartományban eltérő lefutásokat tapasztalunk, ami az olivin különböző kristálytani orientációjának köszönhető (*4. ábra*). Minden olivinkristály esetén tapasztalunk egy aszimmetrikus elnyelődési sávot 3569 cm^{-1}-nél, a „víz" tartományában. Ezenkívül megfigyelhető elnyelődés 3590 és 3525 cm^{-1}-nél. Ritkán egy széles elnyelési sáv (3675–3150 cm^{-1} között) húzódik eltérő intenzitással és tartománnyal. A 3700–3600 cm^{-1} közötti tartományban fésűs megjelenésű, kis félértékszélességű sávok csoportja azonosítható (az abszorbanciája lényegesen meghaladja a háttér értékét).

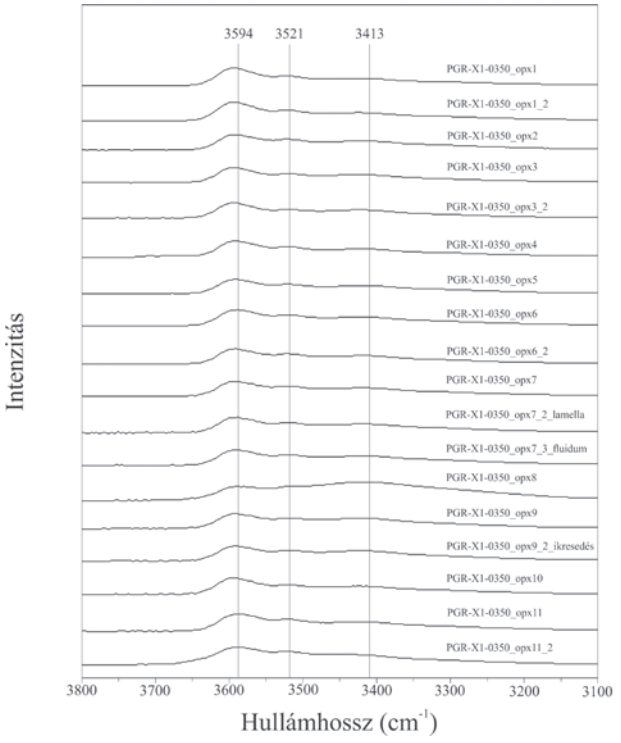
Ortopiroxén

Az ortopiroxénben a Si-O-Si elnyelődési tartományon belül (1000–500 cm^{-1} között) egységes profil jelenik meg, azonban a 2200–1500 cm^{-1} közötti tartományban eltérő elnyelődési sávok láthatók, amelyek az ásvány orientációjához kötődnek. A 3000–2800 cm^{-1} tartományban csak egy szemcsében tapasztalható abszorbancia. A „víz" elnyelődési tartományán belül 3 sáv különíthető el (2960, 2930 és 2860 cm^{-1}). Az OH-H_2O elnyelődési tartományon belül ugyancsak 3 sáv azonosítható (3590, 3521 és 3440 cm^{-1}) (*5. ábra*). A 3 elnyelődési sáv közül a csökkenő hullámszámmal csökken a csúcsok intenzitása is, amely alól egy szemcse spektruma kivétel, ahol a 3400-as sáv a legintenzívebb. Ahogy az olivinekben, úgy az ortopiroxénben is jelen van 3700–3600 cm^{-1} között a „fésűs" kis félértékszélességű sávok csoportja.



4. ábra. A vizsgált PGR-X1-0350 xenolit olivinjének teljes abszorbanciaspektruma. A spektrumon különböző elnyelődési tartományokat (Si-O-Si, szervetlen szén+szerves anyag és szerkezeti hidroxil és molekuláris víz) különíthetünk el

Figure 4. *Whole absorbance spectra of the olivines in the studied PGR-X1-0350 xenolith. On the spectra, different absorbance ranges (Si-O-Si bonds, inorganic carbon + organic materials and structural hydroxyl and molecular water) can be distinguished*



5. ábra. A vizsgált PGR-X1-0350 xenolit ortopiroxénjének szerkezeti hidroxil elnyelődési sávjai (3594, 3521 és 3413 cm^{-1}) a 3800–3100 cm^{-1} tartományon belül. Az összes abszorbanciaspektrum az opx8-on kívül egységes lefutást mutat

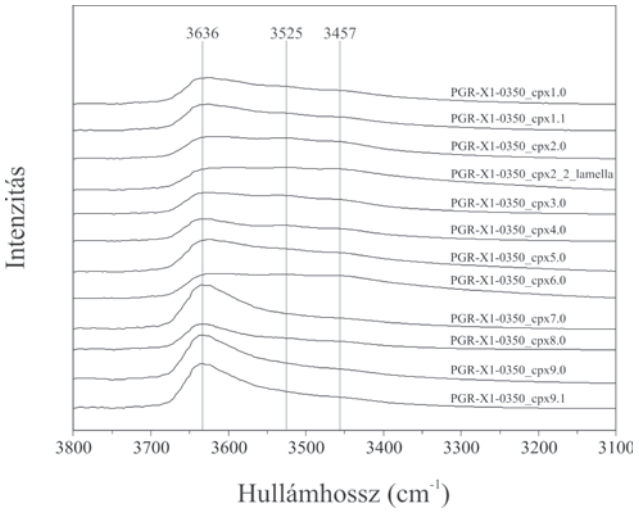
Figure 5. *Structural hydroxyl absorbance peaks (3594, 3521 and 3413 cm^{-1}) within the range of 3800–3100 cm^{-1} in orthopyroxene of the studied PGR-X1-0350 xenolith. Except opx8, all spectra show the same pattern*

Klinopiroxén

A 2500–1400 cm^{-1} tartományon belül eltérő megjelenésű elnyelési sávokat figyelhetünk meg, ami a mért klinopiroxén orientációnak köszönhető. A „víz" elnyelődési tartományon belül 3 aszimmetrikus sáv mutatkozik (3636, 3525 és 3457 cm^{-1}). Minden klinopiroxénben a 3636 cm^{-1} a legintenzívebb sáv. A második legintenzívebb sáv (3525 cm^{-1}) nem minden esetben jelenik meg (*6. ábra*), ami vélhetően a két szélső sáv intenzitás növekedésének köszönhető. A leggyengébb elnyelődés 3457 cm^{-1}-nél tapasztalható.

A szerkezeti hidroxil mennyisége a NAM elegyrészekben

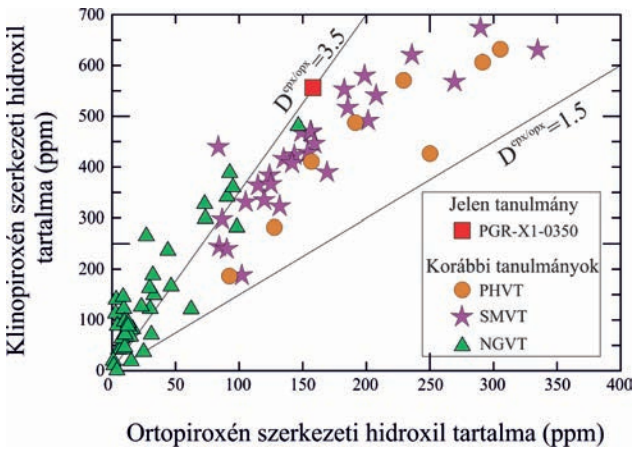
A szerkezeti hidroxil kiszámítása során (Beer-Lambert törvény szerint) nem vettük figyelembe azokat a pontméréseket, ahol alszemcsésedés, lamella, ikresedés vagy fluidumzárvány volt jelen az elemzett térfogatban. Az olivin esetében 3,27 g/cm^3, az ortopiroxén és klinopiroxén esetében pedig 3,32 és 3,34 g/cm^3 sűrűséggel számoltunk (BELL et al. 1995), továbbá a BELL et al. (1995) és BELL et al. (2003) féle kioltási együtthatókat (ε_{ol}: 28.450 L mol^{-1} cm^{-2}; ε_{opx}: 80 600 L mol^{-1} cm^{-2}; ε_{cpx}: 38300 L mol^{-1} cm^{-2}) használtuk. Az átlagos szerkezeti hidroxiltartalom az olivinben 4,5, az ortopiroxénben 158, a klinopiroxénben pedig 554 ppm tömegrésznek adódott. Figyelembe véve a kőzetalkotó szilikátok modális részarányát (lásd a Petrográfia és geokémia alfejezetet) és az elemzett ásványokban található szerkezeti hidroxiltartalmat, a teljes xenolit szerkezeti hidroxiltartalma 39 ppm tömegrész. Az



6. ábra. A vizsgált PGR-X1-0350 xenolit klinopiroxénjének szerkezeti hidroxil elnyelődési sávjai (3636, 3525 és 3457 cm^{-1}) a 3800–3100 cm^{-1} tartományon belül. Az összes abszorbancia spektrum az cpx2_2_lamella és cpx_6.0 kívül egységes lefutást mutat

Figure 6. *Structural hydroxyl absorbance peaks (3636, 3525 and 3457 cm^{-1}) within the range of 3800–3100 cm^{-1} in clinopyroxene of the studied PGR-X1-0350 xenolith. Except cpx2_2_lamella and cpx_6.0, all spectra show the same pattern*

ortopiroxén és klinopiroxén között számolt „víz” megoszlási együttható ($D^{cpx/opx}$) 3,5, ami a Xia et al. (2019) által meghatározott „normál” földköpeny régió $D^{cpx/opx}$=1,5–3,5 nagyobb értékű határával azonos. A PGR-X1-0350 mintára kapott megoszlási együttható kívül esik, Falus et al. (2008) által közölt $D^{cpx/opx}$ trendtől (*7. ábra*).



7. ábra. A KPR-ben tanulmányozott felsőköpeny xenolitokra számolt klinopiroxén és ortopiroxén szerkezeti hidroxil tartalmának megoszlási együtthatója ($D_{klinopiroxén/ortopiroxén}$) (Patkó et al. 2019 után módosítva). A D=1,5 és D=3,5 megoszlási együtthatók egyenese közötti mező jelöli a „normál” köpeny tartományát (Xia et al. 2019), ahol a Persány hegységi és a stájer-medencei xenolitok mellett néhány Nógrád–Gömöri xenolit is előfordul. PHVT: Persány hegységi vulkáni terület, SMVT: Stájer-medencei vulkáni terület, NGVT: Nógrád–Gömöri vulkáni terület

Figure 7. *Partition coefficient of structural hydroxyl content of clinopyroxene and orthopyroxene ($D_{clinopyroxene/orthopyroxene}$) for all of the studied xenoliths of the Carpathian–Pannonian region, after Patkó et al. (2019). The area between D=1.5 and D=3.5 distribution lines define the 'normal' mantle (Xia et al. 2019), where beside xenoliths from Perşani Mountains and Styrian Basin some Nógrád–Gömör xenoliths are also fell. PHVT: Perşani Mountains Volcanic Field, SMVT: Styrian Basin Volcanic Field, NGVT: Nógrád–Gömör Volcanic Field*

Diszkusszió

Infravörös spektrumok értékelése

Az olivinben a H^+ beépülés jellemzően a Ti-klinohumit ponthibákhoz (3569 és 3525 cm^{-1}; Berry et al. 2005, Kovács et al. 2010) és kisebb részben hidratált Mg (oktaéderes) vakanciákhoz kötődik. Az ortopiroxénben mért elnyelési sávok azonosítása még bizonytalansággal terhelt (pl. Stalder 2004; Stalder et al. 2008, Stalder & Ludwig 2007). A legnagyobb hullámszámnál (klinopiroxén: 3640 és ortopiroxén: 3590 cm^{-1}; *5–6. ábra*) megjelenő sáv a Si tetraéderes pozícióban zajló helyettesítésből származtatható, bár elképzelhető az is, hogy oktaéderes pozícióban történő csatolt $Na^+ + H^+$ helyettesítéshez kapcsolódik (pl. Purton et al. 1997). A ~3520 cm^{-1}-nél megjelenő sáv feltételezhetően csatolt $Al^{3+} + H^+$ helyettesítésnek köszönhető a tetraéderes vakanciában (Koch-Müller et al. 2004). A legkisebb hullámszámnál megjelenő elnyelési sáv (ortopiroxén: 3440 és klinopiroxén: 3457 cm^{-1}; 5-6. ábra) pedig az M2 oktaéderes vakanciába beépülő H^+-nak tulajdonítható. A különböző NAM elegyrészekben történő H^+ beépülésen kívül a sztöchiometrikus vizet tartalmazó ásványok elnyelési sávjai is megjelennek (pl. amfibol, flogopit és antigorit) jellemzően a 3720–3650 cm^{-1} közötti spektrális régióban (pl. Della Ventura et al. 2007).

A tanulmányozott xenolitban található NAM elegyrészek szerkezeti hidroxilban viszonylag gazdagoknak tekinthetők összevetve más, nem kratoni szubkontinentális litoszférából származó xenolitokkal (Peslier et al. 2010). A Persány hegység eddig tanulmányozott felsőköpeny xenolitjai (Falus et al. 2008 és jelen munka) nagy hasonlóságot mutatnak a szintén KPR peremen található Stájer-medence ultramafikus xenolitjaival (Aradi et al. 2017). A hasonlóság többek között a xenolitok nagy víztartalmában mutatkozik meg, viszonyítva a többi, KPR felsőköpeny xenolit lelőhelyről (Kisalföld, Bakony–Balaton-felvidék és Nógrád–Gömör; Kovács et al. 2016, Patkó et al. 2019) származó felsőköpeny xenolit víztartalmához képest. A „vízgazdagság” a peremi területekre jellemző, szubkontinentális litoszferikus köpenyben számottevő mennyiségben jelenlévő, szerkezeti vizet tartalmazó ásványokon (pargasit, flogopit, apatit) túl a NAM elegyrészek vízgazdagságának is tulajdonítható (Aradi et al. 2017, Szabó et al. 2017). A Persány hegység és a Stájer-medence alatti földköpeny vízgazdasága összhangban van azzal, hogy feltételezhetően köpenyék környezetet reprezentálnak (Csontos et al. 1992, Horváth et al. 2015). Nem hagyható figyelmen kívül azonban, hogy a KPR litoszféra kivékonyodásának a mértéke az említett keleti és nyugati peremterületek alatt kisebb, mint a központi területen (Horváth 1993, Dövényi 1994, Ádám 1996, Kovács et al. 2012, Balázs et al. 2016), ahol a nyomáscsökkenés következtében kialakuló víz aktivitás csökkenés és hőmérséklet emelkedés eredményeként felgyorsuló diffúzió hozzájárulhatott a NAM elegyrészekben megfigyelt lényegesen kisebb szerkezeti hidroxil tartalom kialakulásához (Patkó et al. 2019).

Effektív viszkozitás

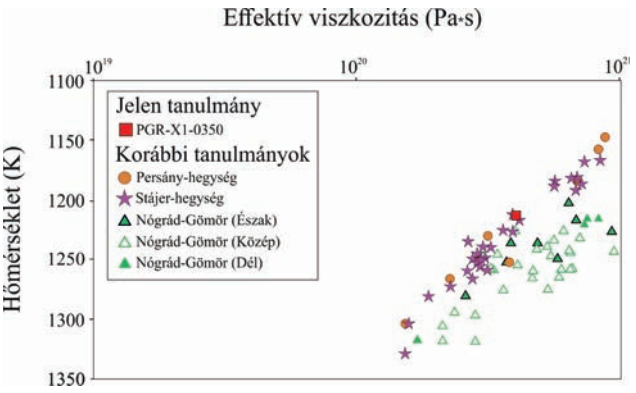
A Földön lejátszódó geodinamikai folyamatok különböző feszültségtereket hoznak létre, amelyekre a litoszféra válasza a reológiájának megváltoztatása. A deformáció (alszemcsésedés, deformációs ikresedés) vagy újrakristályosodás kiindulópontjai az ásványok, amelyeknek az átalakulásai kiterjednek a kőzetekre és a lokális litoszféra egyes litológiai egységeire (pl. MERCIER & NICOLAS 1975, PIKE & SCHWARZMAN 1977). A felsőköpenyben az olivin reagál a legérzékenyebben az új erőtérre, és mint a felsőköpeny leggyakoribb ásványa (>50 tömeg% feletti részaránnyal) meghatározza a felsőköpeny reológiáját.

Az olivin reológiáját jelentősen befolyásolja az ásványban található szerkezeti hidroxil mennyisége, ami az ásvány szerkezetét „gyengíti" (KOHLSTEDT et al. 1996, DIXON et al. 2004, LI et al. 2008, PESLIER et al. 2010, FAUL et al. 2016, PADRÓN-NAVARTA & HERMANN 2017). A folyamatot „hydrolytic weakening"-nek, azaz hidrolízis okozta gyengülésnek is nevezik. A jelenség magyarázata, hogy az ásványokban megjelenő rácshibák (vakanciák) hidratációja révén a kristályrács lokális torzulásai csökkenek, ezáltal a H^+ diffúzió aktivációs energiája lecsökken és a difúzió sebessége nő. Ennek egyenes következménye, hogy a rácshibák mozgása, ezáltal a kristályok deformációja is felgyorsulhat és hatékonyabbá válhat. E gyengülés mértékére utal pl. az effektív viszkozitás, amely a NAM elegyrészek szerkezeti hidroxil tartalmának függvénye. A mélység növekedés során fellépő nyomás és hőmérséklet emelkedés csökkenő hatással van az effektív viszkozitásra. A felsőköpenyre számolt effektív viszkozitáshoz a DIXON et al. (2004) által javasolt egyenletet alkalmaztuk,

$$\eta_{eff} = \dot{\varepsilon}^{(1-n)/n} * f_{H_2O}^{-\frac{r}{n}} * (A\, exp^{-\frac{H}{R*T}})^{-\frac{1}{n}}, \qquad (2)$$

ahol η_{eff} az effektív viszkozitás, ε̇ a deformációs ráta, n a stressz kitevő, f_{H2O} a víz fugacitás, r a fugacitás kitevő, A a preexponenciális állandó, H az entalpia, R az egyetemes gázállandó, T az egyensúlyi hőmérséklet. A számolás során a következő paramétereket alkalmaztuk: n=3,5, r=1,20, A=90, R=8,314 J/(mol K), Q=4,80×10^5 J/mol, V=1,10×10^{-5} m^3/mol. A deformációs rátát (ε̇) a földköpeny környezetére való tekintettel (földrengés aktív térséghez közeli) 10^{-14} Pas-nak vettük (DIXON et al. 2004). Ez az érték térben és időben a kéreg és a köpenylitoszféra különböző tartományaiban nagyságrendileg változik. Fontos megjegyezni, hogy a bevitt adatok pontossága (azaz a műszeres mérések feltétele) jelentős hatással van a kapott viszkozitási értékekre. DIXON (2004) kimutatta, hogy a száraz és víztelített rendszer közötti viszkozitás értéke akár nagyságrendnyi különbséget mutathat. Az olivin deformációja háromféle mechanizmussal történhet: szemcsehatárdiffúzió (diffusion creep), diszlokációs kúszás (dislocation creep) és Peierls-mechanizmus. A három deformációs mechanizmus nyomás és szemcseméretfüggő, ezért az olivin szöveti vizsgálatával a deformációs események (és környezetek) nyomozhatók. E három deformációs mechanizmusból az alkalmazott modellünk elsősorban a diszlokációs kúszás mechanizmust feltételezi tekintettel a litoszferikus köpeny fizikai állapotára.

A vizsgált PGR–X1–0350 xenolit effektív viszkozitása 4,03×10^{20} Pa∗s, ami beleesik a Persány hegység 8 nádasvölgyi és bereki xenolitjára (FALUS et al. 2008: 1,56×10^{20} – 8,88×10^{20} Pa∗s) számolt tartományba (*8. ábra*). A kapott érték a KPR-ben legrészletesebben tanulmányozott stájermedencei 28 xenolitra (ARADI et al. 2017) és 51 Nógrád–Gömöri xenolitra (LIPTAI et al. 2017, 2019) számolt effektív viszkozitásértékek 1,53×10^{20} – 2,59×10^{21} Pa∗s (Stájermedence) és 1,70×10^{20} – 2,80×10^{21} Pa∗s (Nógrád–Gömör) értékek között változik (*8. ábra*). Az effektív viszkozitás- és számolt hőmérséklet-eredmények alapján a Persány hegység és Stájer-medence xenolitjai teljes átfedést mutatnak (*8. ábra*). Ezzel szemben a Nógrád–Gömör xenolitjai a hőmérsékleti értékben különülnek el, nagyobb tartományt ölelnek fel és nagyobb effektív viszkozitást mutatnak, ami a lényegesen kisebb szerkezeti hidroxiltartalommal magyarázható (PATKÓ et al. 2019). Mindhárom terület alatt az effektív viszkozitás a hőmérséklet növekedésével csökken (*8. ábra*). Ez annak köszönhető, hogy a mélység növekedésével a felsőköpeny hőmérséklete növekszik, gyengítve az ásványokban található kötéseket, ezáltal növelve a deformációra való hajlamot. A Persány hegység és Stájer-medence felsőköpenyére ez a magyarázat elfogadható, azonban a Nógrád–Gömör esetében a vizsgált xenolitok kétharmada a nagyobb viszkozitású és kisebb hőmérsékletű mezőre esik. LIPTAI et al. (2017) köpenyxenolitok alapján három részre (északi, középső, déli) osztotta a Nógrád–Gömör vulkáni terület litoszferikus köpenyét. A számolt adatok területi eloszlást is sejtetnek: az északi és déli területre inkább a nagyobb effektív viszkozitás a jellemző a középső terület xenolitjaihoz képest (*8. ábra*).



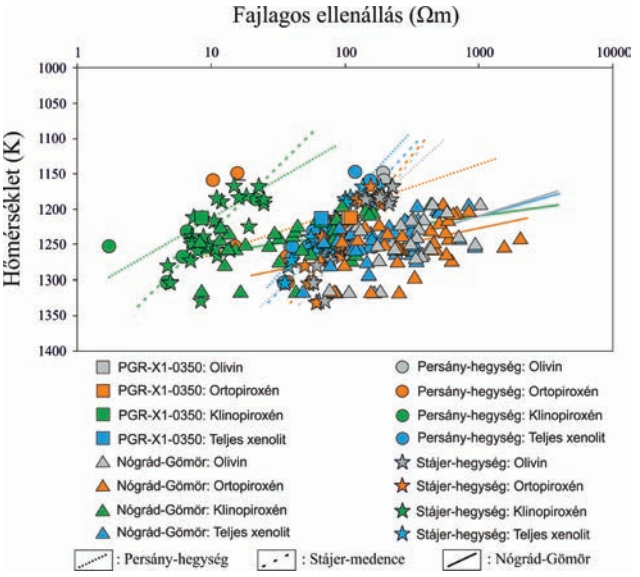
8. ábra. A Persány hegység, Stájer-medence és Nógrád–Gömör xenolitjainak effektív viszkozitása (Pa*s) az egyensúlyi hőmérséklet (K) függvényében. Mindhárom xenolitlelőhely egységes negatív korrelációt mutat a hőmérséklettel. A Persány hegység és Stájer-medence xenolitjai egy trendvonalra esnek. A Nógrád–Gömöri xenolitok nagyobb hőmérsékletük miatt egy zónában önálló trendet és részleges területi elkülönülést mutatnak

Figure 8. *Effective viscosity (Pa*s) vs. equilibrium temperature (K) for xenoliths from the Perşani Mountains, Styrian Basin and Nógrád–Gömör. All three xenolith locations show the same negative trend with increasing temperature. Perşani Mountains and Styrian Basin xenoliths follow the same line, Nógrád–Gömör xenoliths, due to their higher temperature, are distributing in a wider range with partial areal pattern*

Fajlagos vezetőképesség

A felsőköpeny két leggyakoribb ásványa (olivin és piroxén) a földköpenyben félvezetőként viselkedhet, amit az ásványokban található Fe^{2+}, Fe^{3+} és szerkezeti hidroxilként beépülő H^+-re vezethető vissza. A xenolitok kiváló lehetőséget biztosítanak az in situ vezetőképesség számolására, amelyek eredményeivel ellenőrizni lehet a magnetotellurikus szondázás során kapott eredményeket (SELWAY et al. 2014, 2015). A kísérleti munkák döntő többsége az olivin fajlagos vezetőképességét igyekezett meghatározni a hőmérséklet és nyomás függvényében (WANG et al. 2006, NOVELLA et al. 2017). Az első modellek a teljes kőzet fajlagos ellenállását kizárólag az olivin alapján becsülték meg (YOSHINO & KATSURA 2013). Azonban újabb, részletesebb geokémiai modellek figyelembe veszik a felsőköpenyben található többi ásványt (ortopiroxén, klinopiroxén, amfibol, spinell) is (pl. JONES et al. 2009, 2011; FULLEA 2017), továbbá a kis mennyiségben jelen lévő mafikus (pl. NI et al. 2011, MILLER et al. 2015, LAUMONIER et al. 2017) vagy karbonátos olvadék jelenlétét is (SIFRÉ et al. 2014).

A FULLEA (2017) által javasolt számolási módszer paramétereit használva (minimum vezetőképesség, entalpia, hőmérséklet, Fe-koncentráció, ásványra jellemző fizikai-kémiai állandók, szerkezeti hidroxil tartalom) a PGR–X1–0350 xenolit NAM szilikátjainak fajlagos ellenállása: olivin 109 Ωm, ortopiroxén 111 Ωm, klinopiroxén 9 Ωm, teljes xenolitra kiszámolva pedig 67 Ωm (*9. ábra*). Ezek az értékek beleesnek a Persány hegység 8 nádasvölgyi és bereki xenolitjára (FALUS et al. 2008) számolt fajlagos ellenállási tartományba (olivin: 39–200 Ωm; ortopiroxén: 10–163 Ωm; klinopiroxén: 2–22 Ωm; teljes xenolit: 35–153 Ωm). Összehasonlításképp a Stájer-medence és Nógrád–Gömör alatti köpeny litoszférára számolt fajlagos ellenállásadatok a következő tartományokat ölelik fel: Stájer-medence: olivin: 58–415 Ωm, ortopiroxén: 50–371 Ωm, klinopiroxén: 5–32 Ωm, teljes xenolit: 36–317, és Nógrád–Gömör: olivin: 74–1011 Ωm, ortopiroxén: 83–2021 Ωm, klinopiroxén: 8–589 Ωm, a teljes xenolit: 49–925 Ωm (*II. táblázat*). A bemutatott adatok szerint az olivin és az ortopiroxén fajlagos ellenállása hasonló a nagyobb vezetőképességű klinopiroxénéhez képest. A három vulkáni terület litoszferikus köpenyét összehasonlítva megállapítható, hogy a Persány hegység és a Stájermedence xenolitjai egyaránt egy szűk fajlagos vezetőképesség eloszlást mutatnak adott hőmérséklet (nyomás) tartományra (*9. ábra*). E két peremi területhez képest a nógrád–gömöri felsőköpeny xenolitok fajlagos ellenállásértéke jóval szélesebb tartományba esik és kisebb egyensúlyi hőmérsékleti (mélység) változékonyságot mutat a vezetőképesség függvényében. A jellemzett fajlagos ellenállásban mutatkozó különbség a nógrád–gömöri xenolitok vízszegénységéhez, valamint a Persány hegység, illetve a Stájer-medence liroszferikus köpenyének a vízgazdagságához köthető, mivel nincs lényegi különbség a felsőköpeny Fe-tartalmában (VASELLI et al. 1995, SZABÓ et al. 2004, FALUS et al. 2008, ARADI et al. 2017).



9. ábra. A Persány hegységi, stájer-medencei és nógrád-gömöri xenolitok kőzetalkotó ásványainak (olivin, ortopiroxén és klinopiroxén) és a teljes xenolit fajlagos elektromos ellenállása (Ωm) a hőmérséklet (K) függvényében. Olivin és ortopiroxén fajlagos ellenállása hasonló, a klinopiroxén ellenben kisebb fajlagos ellenállás értékkel rendelkezik. A Persány hegység és Stájer-medence xenolitjainak ásványai hasonló trendet rajzolnak ki, míg a nógrád-gömöri xenolitok ásványai eltérő trendet formálnak

Figure 9. *Specific electrical resistivity (Ωm) of rock forming minerals (olivine, orthopyroxene and clinopyroxene) and of bulk xenoliths in function of equilibrium temperature (K) for xenoliths from the Perşani Mountains, Styrian Basin and Nógrád-Gömör. Olivin and orthopyroxene have similar specific electrical resistivity, whereas clinopyroxene shows low values. Rock forming minerals and bulk xenoliths form the Perşani Mountains and Styrian Basin depict the same trends, whereas those from Nógrád-Gömör distribute along distinct trends*

Szeizmikus sebesség

Ha ismert a köpenyxenolit modális ásványos összetétele és az ásványok kémiai összetétele, akkor kiszámolható a xenolitra vonatkozó átlagos primer (Vp) és szekunder (Vs) hullámterjedési sebesség (pl. JAMES et al. 2004, HACKER & ABERS 2004, PESLIER et al. 2010, KLÉBESZ et al. 2015). Az adatok egymással való összevethetősége érdekében egy átlagos alkáli bazaltos területre vonatkoztatott dT/dp görbét alkalmaztunk. Fontos megjegyezni, hogy JAMES et al. (2004) módszere izotróp közegként kezeli a köpenyt, így ezen adatok nem feltétlenül egyeztethetők össze a visszaszórt elektrondiffrakciós (EBSD) adatokból számolt szeizmikus anizotrópia értékekkel (pl. FALUS et al. 2007, ARADI et al. 2017, LIPTAI et al. 2019). A különböző mélységből származó xenolitokra kapott hullámterjedési sebesség olyan oszlopot rajzol ki, amely több (3D tesztre kiterjeszthető) geofizikai módszer ellenőrzésére alkalmas (pl. szeizmikus tomográfia; RAWLINSON et al. 2006). Ilyen összehasonlítás során a geofizikai eredmények (szeizmikus tomográfia) összevethetők a xenolitokból meghatározott Vp és Vs hullámterjedési sebességtartománnyal (pl. KOVÁCS et al. 2018). Bár a névlegesen vízmentes ásványok szerkezeti hidroxil tartalma nincs jelentős hatással a primer és szekunder hullámok terjedési sebességére, azonban jelentősen lecsökkentik az adott kőzet olvadáspontját. A részleges

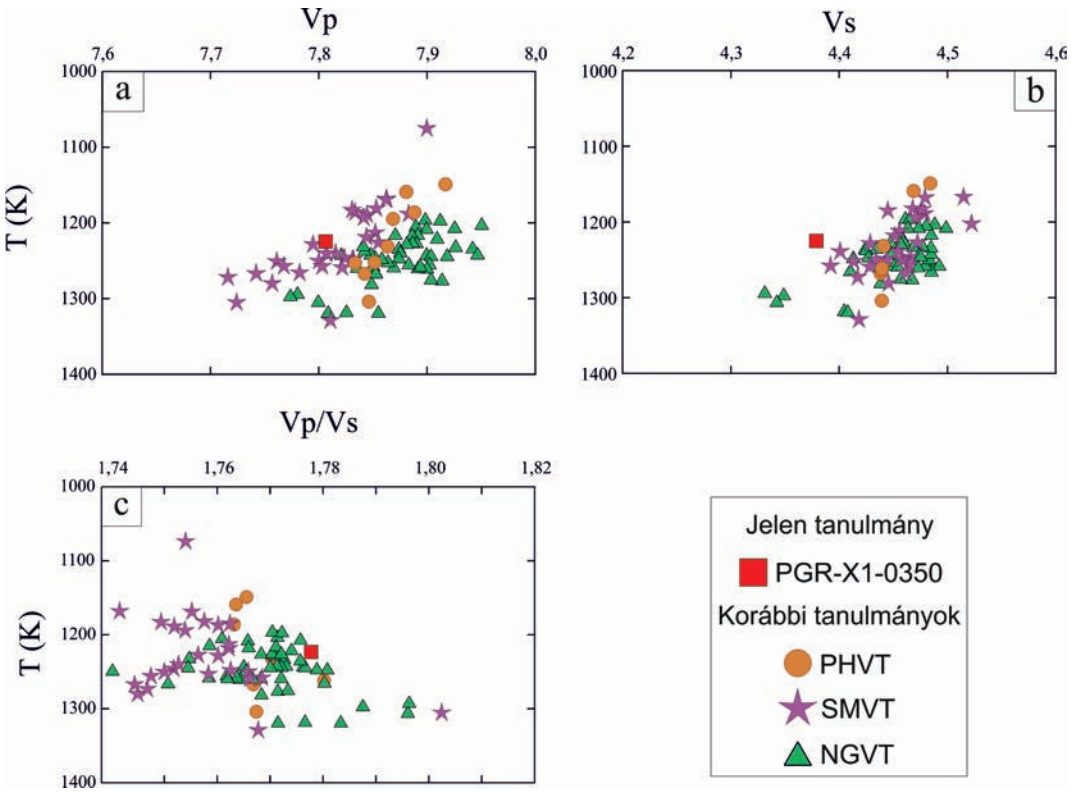
II. táblázat. Összefoglaló táblázat a H^+ olivinbe, ortopiroxénbe és klinopiroxénbe történő beépülésről. Az irodalmi adatokon kívül feltüntettük a jelen munkában megfigyelt sávokat

Table II. *Summary of H^+ incorporation into olivine, orthopyroxene and clinopyroxene. Data acquired in this paper were also added to it*

Elnyelődés fajtája	Hullámhossz (cm^{-1})	Irodalom	Jelen munka (cm^{-1})
Olivin			
Atmoszferikus H_2O (recés megjelenés)	>3700	Libowitzky (2006)	–
Olivin átalakulása során megjelenő talk	3709	Miller et al. (1987)	–
Olivin átalakulása során megjelenő talk	3685	Miller et al. (1987)	–
Olivin átalakulása során megjelenő talk	3645	Miller et al. (1987)	–
Forsteritben történő H^+ beépülés alacsony Si aktivitás mellett	3612	Balan et al. (2010)	–
Forsteritben történő H^+ beépülés nagy Si aktivitás mellett	3600	Balan et al. (2010)	–
Forsteritben történő H^+ beépülés alacsony Si aktivitás mellett	3580	Balan et al. (2010)	3590
Ti-klinohumit	3572	Berry et al. (2005), Kovács et al. (2010)	–
Forstritben történő H^+ és Ti^{4+} beépülés	3572	Balan et al. (2010)	–
Forsteritben történő H^+ beépülés alacsony Si aktivitás mellett	3566	Balan et al. (2010)	–
Ti-klinohumit	3525	Berry et al. (2005), Kovács et al. (2010)	3525
Forsteritben történő H^+ és Ti^{4+} beépülés	3525	Balan et al. (2010)	–
Forsteritben történő H^+ beépülés alacsony Si aktivitás mellett	3480	Balan et al. (2010)	–
H^+ és M^{3+} egyidejű beépülése (pl. B^{3+}, Al^{3+}, Sc^{3+}, V^{3+})	3400–3300	Berry et al. (2007)	–
Forsteritben történő H^+ és M^{3+} kation beépülés	3350	Balan et al. (2010)	–
Forsteritben történő H^+ és M^{3+} kation beépülés	3320	Balan et al. (2010)	–
H^+ beépülés oktaéderes (Mg) vakanciába	3230	Berry et al. (2005), Kovács et al. (2010)	–
Forsteritben történő H^+ beépülés nagy Si aktivitás mellett	3220	Balan et al. (2010)	–
Forsteritben történő H^+ beépülés nagy Si aktivitás mellett	3160	Balan et al. (2010)	–
Szerves anyag	<3100		2960, 2930, 2860
			–
Ortopiroxén			
Szubmikron amfibol v. flogopit jelenléte	3675–3695	Demouchy 2010, Kovács et al. 2012	–
Trivalens kation + H^+ együttes beépülés	3600	Stalder & Skogby 2002	3590
Trivalens kation + H^+ együttes beépülés	3525	Stalder & Skogby 2002	3521
Trivalens kation + H^+ együttes beépülés	3420	Stalder & Skogby 2002	3440
Klinopiroxén			
Szubmikron amfibol v. flogopit jelenléte	3675–3695	Demouchy 2010, Kovács et al. 2012	–
Trivalens kation + H^+ együttes beépülés	3600	Della Ventura et al. (2007)	3636
Trivalens kation + H^+ együttes beépülés	3525	Della Ventura et al. (2007)	3525
Trivalens kation + H^+ együttes beépülés	3420	Della Ventura et al. (2007)	3457

olvadás során képződő olvadék viszont lecsökkenti különösen a szekunder hullámok terjedési sebességét (pl. CHANTEL et al. 2016). A JAMES et al. (2004) módszere (szükséges paraméterek: adiabatikus nyomás modulus, nyírási modulus, Grüneisen parameter, nyomás, hőmérséklet, sűrűség, hőtágulási együttható, olivin fayalit-tartalom [Fe/Mg+Fe], ortopiroxén ferroszillit-tartalom [Fe/Mg+Fe]) alapján a vizsgált PGR–X1–0350 xenolit Vp és Vs hullámterjedési sebessége Vp= 7,81 km/s és Vs=4,38 km/s, a Vp/Vs hányados pedig 1,78 (*10. ábra*). FALUS et al. (2008) által közölt Persány hegységi xenolit adatokból számolt Vp és Vs sebességtartomány 7,83–7,92 km/s és 4,43–4,48 km/s, a hányadosuk tartománya 1,76–1,77, ami szűk sebességtartományként értelmezhető. A Stájer-medencében a Vp és Vs értékek 7,7–7,90 km/s és 4,38–4,53 km/s közötti tartományt fednek le, hányadosuk 1,74–1,81; a Nógrád–Gömör Vp és Vs értékei 7,77–7,95 km/s és 4,33–4,49 km/s között mozognak, hányadosuk 1,74–1,80 közötti (*10. ábra; III. táblázat*). Mindhárom vulkáni terület xenolitjaira számolt hullámterjedési sebesség csökken az egyensúlyi hőmérséklet-növekedés függvényében (*10. ábra, a és b*).

Érdemes továbbá megjegyezni, hogy a PGR–X1–0350 xenolitban az amfibol részaránya 6 tömeg%, ezzel szemben FALUS et al. (2008) Persány hegységi xenolitjai amfibolmentesek. A Stájer-medence xenolitjaiban az amfibol gyakori, és részaránya 16 tömeg%-ot is elérhet (ARADI et al.



10. ábra. A Persány hegység, Stájer-medence és Nógrád–Gömör xenolitjaira számolt primer és szekunder szeizmikus hullámterjedési sebesség (Vp, Vs) az egyensúlyi hőmérsékleti adatok (K) függvényében. a) A Stájer-medence és a Nógrád–Gömör xenolitjai széles Vp tartományban jelennek meg, míg a Persány hegység xenolitjai szűk Vp tartományba esnek. b) A Vs hullámterjedési sebesség adatai az összes xenolitra egymást átfedve egy halmazban jelennek meg. c) A Persány hegység xenolitjainak Vp/Vs sebesség aránya szűk sávban jelennek meg, elválasztva a kisebb sebességhányadossal jellemezhető Stájer-medence xenolitjait a nagyobb Vp/Vs hányadosú nógrád–gömöri xenolitoktól. PHVT: Persány hegységi vulkáni terület, SMVT: Stájer-medencei vulkáni terület, NGVT: Nógrád–Gömöri vulkáni terület

Figure 10. *Calculated primer and seconder seismic wave velocity (Vp, Vs) vs. equilibrium temperature (K) for Perşani Mountains, Styrian Basin and Nógrád-Gömör mantle xenoliths. a) The Styrian Basin and Nógrád-Gömör xenoliths demonstrate a wide range in Vp velocity compared to the Perşani Mountains xenoliths showing only a narrow Vp distribution. b) All xenoliths, regardless their localities, show a common cluster of Vs velocity. c) Data points of Vp/Vs ratio for the Perşani Mountain form a narrow range separating the low Vp/Vs ratio xenoliths from the Styrian Basin from the high Vp/Vs ratio Nógrád-Gömör xenoliths. PHVT: Perşani Mountains Volcanic Field, SMVT: Styrian Basin Volcanic Field, NGVT: Nógrád-Gömör Volcanic Field.*

2017). Feltételezhetően az amfiboltartalom okozhatja, azt, hogy a vizsgált PGR–X1–0350 xenolit Vp hullámterjedési sebessége a Stájer-medence xenolitjai (Aradi et al. 2017) által kirajzolt mezőre esik és nem a Persány hegység (Falus et al. 2008) amfibolmentes xenolitjainak trendjére (*10. ábra, a*). A vizsgált Nógrád–Gömör xenolitjai (Liptai et al. 2017) ritkán és alárendelt mennyiségben tartalmaznak amfibolt (max. 2 tömeg%-ban), és olivinben gazdagabbak a másik két vulkáni terület litoszferikus köpenyéhez képest (Szabó et al. 2004); a legnagyobb Vp sebesség értékeket (>8 km/s) erre a litoszferikus köpenyre számoltuk (*10. ábra, a*). A Vs hullámterjedési sebességben a különböző vulkáni területek xenolitjai egységes képet mutatnak, a három terület nem különíthető el egymástól (*10. ábra, b*).

A Vp/Vs hullámterjedési sebességarányok — egyensúlyi hőmérséklet relációban a Persány hegységi PGR–X1–0350 xenolit a nógrád–gömöri xenolitok mezejébe esik. Ellenben Persány hegység többi xenolitja (Falus et al. 2008) az egyensúlyi hőmérséklettől független trendet jelöl ki elválasztva a kisebb sebesség hányadossal jellemezhető Stájer-medence xenolitjait a nagyobb Vp/Vs aránnyal definiálható nógrád–gömöri xenolitoktól (*10. ábra, c*).

Érdemes megjegyezni, hogy a köpenymodellek kizárólag a szilárd fázisokat veszik számításba, kizárva a fluidum/olvadék jelenlétét. Ha a modellek figyelembe vennék a fluidumok szerepét, elképzelhető, hogy a tárgyalt Vp adatok eloszlása kismértékben negatív irányba eltolódna a Vp hullámok a kis érzékenysége miatt. A Vp hullámhoz képest a Vs hullám érzékeny a fluidum/olvadék jelenlétére, és a sebessége fluidum-/olvadékgazdag közegben jelentősen lecsökken. Ezek alapján elképzelhető, hogy a KPR keleti és nyugati peremén található Persány hegység és Stájer-medence litoszferikus köpenye a központi régió vulkáni területeihez (Bakony–Balaton-felvidék, Kisalföld) képest kisebb Vs sebességértékekkel rendelkezik. A Persány hegység és Stájer-medence xenolitjaira számolt Vs-csökkenés a hőmérséklet (mélység) függvényében mindkét területen feltételezhető szubdukálódó lemezből felszabaduló fludiumokhoz kötődhet. A Nógrád–Gömör területen, bár több metaszomatikus esemény — beleértve a wehrlitesedést — is lejátszódott

III. táblázat. A PGR-X1-0350 tesztxenolitra, Persány hegység, (FALUS et al. 2008), Stájer-medence (ARADI et al. 2017) és Nógrád–Gömör (LIPTAI et al. 2017) felsőköpeny xenolitjaira számolt effektív viszkozitás, fajlagos ellenállás és szeizmikus hullámterjedési sebesség. A táblázatban feltüntettük POPA et al. (2012) Vráncsa- zónában mért szeizmikus adatait is

Table III. *Calculated effective viscosity, conductivity and seismic wave velocity values for xenolith PGR-X1-0350 and xenoliths from Perşani Mountains (FALUS et al. 2008), Styrian Basin (ARADI et al. 2017) and Nógrád-Gömör (LIPTAI et al. 2017). Seismic velocity results from the Vrancea area are from POPA et al. (2012)*

	PGR-X1-0350	Persányi-hegység (Falus et al. 2008; jelenlegi munka)	Persányi-hegység (Falus et al. 2008; Kovács et al. 2018)	Vráncsa-zóna Popa et al. 2012	Stájer-medence (Aradi et al., 2017)	Nógrád-Gömör (Liptai et al., 2017)
Effektív viszkozitás ($Pa \times s^{-1}$)	$4{,}03\times10^{20}$	$1{,}56\times10^{20}$–$8{,}88\times10^{20}$	$6{,}47\times10^{19}$ – $9{,}13\times10^{20}$	n.a.	$1{,}53\times10^{20}$–$2{,}59\times10^{21}$	$1{,}70\times10^{20}$–$2{,}80\times10^{20}$
Fajlagos ellenállás (olivin) (Ωm)	109	39–200	37–228	n.a.	58–415	74–1011
Fajlagos ellenállás (ortopiroxén) (Ωm)	111	10–163	29–181	n.a.	50–317	83–2021
Fajlagos ellenállás (klinopiroxén) (Ωm)	9	2–22	3–24	n.a.	5–32	8–589
Fajlagos ellenállás (teljes xenolit) (Ωm)	67	35–153	10–69	n.a.	36–317	49–925
Szeizmikus hullámterjedési sebesség (Vp; km/s)	7,89	7,83–7,91	7,78–7,88	7,01–8,28	7,76–7,90	7,77–7,95
Szeizmikus hullámterjedési sebesség (Vs; km/s)	4,46	4,43–4,48	4,42–4,47	4,13–4,75	4,23–4,51	4,33–4,49
Szeizmikus hullámterjedési sebesség aránya (Vp/Vs)	1,78	1,76–1,77	1,76–1,79	n.a.	1,74–1,81	1,74–1,80

(LIPTAI et al. 2017), ezek geokémiai hatása nem okozott akkora reológiai változást, mint a Stájer-medence és Persány hegység alatti litoszférában.

A Persány hegységtől nem messze található Vráncsa-zóna nagy magnitúdójú (>6.0 a Richter-skála szerint) földrengéseinek tanulmányozásáról számos geofizikai munka született (pl. TONDI et al. 2009, BARON & MORELLI 2017). A szeizmikus tomográfia adatokat (Vp=7,01–8,28 és Vs= 4,13–4,75 km s^{-1} (POPA et al. 2012) összevetve a Persány hegységi xenolitokból számolt geofizikai eredményekkel (Vp=7,73–7,92 km s^{-1} és Vs=4,33–4,52 km s^{-1} (KOVÁCS et al. 2018) kijelenthető, hogy Vp és Vs sebességtartományok átfednek (*III. táblázat*). Azonban a xenolit adatokból számolt paraméterek szűkebb intervallumba esnek, mint a szeizmikus tomográfia alapján kapott eredmények. Tehát a xenolitok jó becslést adnak a litoszferikus köpenyrégió szeizmikus hullámterjedési sebességére. POPA et al. (2012) geofizikai adatainak nagyobb szórása valószínűleg annak köszönhető, hogy eredményeik tartalmazzák a korábban említett fluidum/olvadék komponenst is**.**

Következtetés

A bemutatott FTIR módszer segítségével egyszerűen, gyorsan és kis költséggel juthatunk olyan eredményekhez a felsőköpeny geokémiai és geodinamikai kutatásában, amivel más módszerek adatai ellenőrizhetők. A példaként bemutatott (PGR–X1–0350) Persány hegységi Grujuról származó felsőköpeny xenolitra kapott szerkezeti hidroxiltartalom jól illeszkedik a Kárpát–Pannon régióból származó felsőköpeny xenolitok eddigi mérési eredményeihez (Persány hegység, Stájer-medence és Nógrád–Gömör). Az FTIR mérések alapján, a KPR keleti (Persány hegység) és nyugati (Stájer-medence) peremterületeiről vizsgált xenolitok nagyobb víztartalommal rendelkeznek, mint a nógrád–gömöri (és a központi elhelyezkedésű) társaik. A vizsgált xenolit megerősíti a Persány hegység alatti köpeny „víz”-gazdagságát, ami vélhetően a szubdukálódó/delaminálódó lemez okozta metaszomatózisnak köszönhető. A jövőbeli numerikus és analóg modellekben lényeges lehet az ilyen, területi és mélységbeli heterogenitások figyelembevétele. További fontos tanulság, hogy a felsőköpeny „víz”-tartalma és így a reológiája időben változhat, amit modellezés során figyelembe kellene venni. A bemutatott módszerek lehetőséget adnak arra, hogy ezen ismeretek birtokában a jelenlegi modelleket tovább pontosítsuk.

A Kárpát–Pannon régió geodinamikai fejlődésének megértéséhez a felsőköpeny NAM elegyrészekben található szerkezeti hidroxil koncentráció meghatározása alapvető adatokat szolgáltat a mélylitoszféra fajlagos vezetőképességének és viszkozitásának meghatározásához. Ezek közül a fajlagos vezetőképesség megkönnyíti a mély magnetotellurikus szondázások eredményeinek földtani értelmezését, ami hozzájárulhat a litoszféra lemezek háromdimenziós szerkezetének jobb megismeréséhez.

Az effektív viszkozitás függ a NAM elegyrészek víztartalmától, hőmérséklettől, deformációs rátától és a kőzetek olvadáspontjától (ami szintén a kőzet teljes „víz”-tartalmának függvénye), ezért fontos paraméter a litoszféra kinematikáját taglaló numerikus és analóg modellekben. A bemutatott Persány hegységi tesztxenolit effektív viszkozitásértéke nagy hasonlóságot mutat a Stájer-medence xenolitjaiból számított értékekkel, ami szintén megerősíti a geológiai párhuzamot a két terület között.

Jelen dolgozat demonstrálja a felsőköpeny xenolitjait alkotó NAM elegyrészek víztartalmának jelentőségét, az adatok sokrétű felhasználását. A víztartalom méréséhez ideális FTIR módszer olyan adatokat szolgáltat a xenolitokról, amelyek geofizikai méréseket kiegészítve a korszerű geodinamikai modellezések eszenciális alkotói.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönik az LRG tagok közreműködését, különösen Pálos Zsófia önzetlen segítségét. Az FT–IR mérések kivitelezésében nyújtott segítségért köszönet illeti Kesjár Dórát (MTA CSFK FGI).

Lange Thomas Pieter köszöni az Emberi Erőforrások Minisztériuma ÚNKP-18-3 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának támogatását, amely hozzájárult a dolgozat elkészítéséhez.

Aradi László köszöni az ELTE Felsőoktatási Intézményi Kiválósági Program (1783-3/2018/FEKUTSRAT) nevű pályázat támogatását, amely az Emberi Erőforrások Minisztériuma támogatásával valósult meg. A kézirat elkészültét támogatta az MTA CSFK Lendület Pannon LitH_2Oscope Kutatócsoport.

A cikk az LRG 97. publikációja, amely a MTA CSFK GGI és a Lendület Pannon LitH_2Oscope Kutatócsoportjával együttműködésben készült.

A szerzők köszönik Balázs Attilának és az Anonim bírálóknak a kézirat olvasása során tett javításaikat és hasznos javaslataikat/tanácsaikat.

Irodalom –References

Ackermann, L., Cemič, L. & Langer, K. 1983: Hydrogarnet substitution in pyrope: a possible location for "water" in the mantle. — *Earth and Planetary Science Letters* **62,** 208–214. https://doi.org/10.1016/0012-821x(83)90084-5

Ádám, A. 1996: Regional magnetotelluric (MT) anisotropy in the Pannonian Basin (Hungary). — *Acta Geodaetica of Geophysica Hungaricae* **31,** 191–216. https://doi.org/10.1556/ageod.39.2004.4.5

Aradi, L. E., Hidas, K., Kovács, I. J., Tommasi, A., Klébesz, R., Garrido, C. J. & Szabó, Cs. 2017: Fluid-Enhanced Annealing in the Subcontinental Lithospheric Mantle Beneath the Westernmost Margin of the Carpathian-Pannonian Extensional Basin System. — *Tectonics* **36,** 2987–3011. https://doi.org/10.1002/2017tc004702

Bai, Q. & Kohlstedt, D. L. 1992: Substantial hydrogen solubility in olivine and implications for water storage in the mantle. — *Nature* **357,** 672–674. https://doi.org/10.1038/357672a0

Bai, Q. & Kohlstedt, D. L. 1993: Effects of chemical environment on the solubility and incorporation mechanism for hydrogen in olivine. — *Physics and Chemistry of Minerals* **19,** 460–471. https://doi.org/10.1007/bf00203186

Balan, E., Ingrin, J., Delattre, S., Kovács, I. & Blanchard, M. 2011: Theoretical infrared spectrum of OH-defects in forsterite. — *European Journal of Mineralogy* **23,** 285–292. https://doi.org/10.1127/0935-1221/2011/0023-2090

Balázs, A., Matenco, L., Magyar, I., Horváth, F. & Cloetingh, S. A. P. L. 2016: The link between tectonics and sedimentation in backarc basins: New genetic constraints from the analysis of the Pannonian Basin. — *Tectonics* **35,** 1526–1559. https://doi.org/10.1002/2015TC004109

Bali, E., Zanetti, A., Szabó, C., Peate, D. W. & Waight, T. E. 2008: A micro-scale investigation of melt production and extraction in the upper mantle based on silicate melt pockets in ultramafic xenoliths from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (Western Hungary). — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **155,** 165–179. https://doi.org/10.1007/s00410-007-0234-4

Baron, J. & Morelli, A. 2017: Full-waveform seismic tomography of the Vrancea, Romania, subduction region. — *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **273,** 36–49. http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2017.10.009

Bell, D. R., Ihinger, P. D. & Rossman, G. D. 1995: Quantitative analysis of trace OH in garnet and pyroxenes. — *American Mineralogist* **80,** 465–474. https://doi.org/10.2138/am-1995-5-607

Bell, D. R., Rossman, G. R., Maldener, J., Endisch, D. & Rauch, F. 2003: Hydroxide in olivine: A quantitative determination of the absolute amount and calibration of the IR spectrum. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **108,** B2. https://doi.org/10.1029/2001jb000679

Bell, D.R., Rossman, G.R. & Moore, R.O. 2004: Abundance and Partitioning of OH in a High-pressure Magmatic System: Megacrysts from the Monastery Kimberlite, South Africa. — *Journal of Petrology* **45,** 1539–1564. https://doi.org/10.1093/petrology/egh015

Berkesi, M., Guzmics, T., Szabó, C., Dubessy, J., Bodnar, R.J., Hidas, K. & Ratter, K. 2012: The role of CO_2-rich fluids in trace element transport and metasomatism in the lithospheric mantle beneath the Central Pannonian Basin, Hungary, based on fluid inclusions in mantle xenoliths. — *Earth and Planetary Science Letters* **331–332**, 8–20. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.012

Berry, A. J., Hermann, J., O'neill, H. S. C. & Foran, G. J. 2005: Fingerprinting the water site in mantle olivine. — *Geology* **33,** 869. https://doi.org/10.1130/g21759.1

Berry, A. J., O'neill, H. S. C., Hermann, J. & Scott, D. R. 2007: The infrared signature of water associated with trivalent cations in olivine. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **70,** A49. https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.1569

Biró, T., Kovács, I. J., Király, E., Falus, Gy., Karátson, D., Bendő, Zs., Fancsik, T. & Sándorné, J. K. 2016: Concentration of hydroxyl defects in quartz from various rhyolitic ignimbrite horizons: results from unpolarized micro-FTIR analyses on unoriented phenocryst fragments. — *European Journal of Mineralogy* **28,** 313–327**.** https://doi.org/10.1127/ejm/2016/0028-2515

Chalot-Prat, F. & Boullier, A.-M. 1998: Metasomatism in the subcontinental mantle beneath the Eastern Carpathians (Romania): new evidence from trace element geochemistry. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **129,** 284–307. https://doi.org/10.1007/s004100050338

Chantel, J., Manthilake, G., Andrault, D., Novella, D., Yu, T. & Wang, Y. 2016: Experimental evidence supports mantle partial melting in the asthenosphere. — *Science Advances* **2,** e1600246. https://doi.org/10.1126/sciadv.1600246

Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F. & Kováč, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. — *Tectonophysics* **208,** 221–241. https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90346-8

DELLA VENTURA, G., OBERTI, R., HAWTHORNE, F. C. & BELLATRECCIA, F. 2007: FTIR spectroscopy of Ti-rich pargasites from Lherz and the detection of O_2-at the anionic O_3 site in amphiboles. — *American Mineralogist* 9**2/10,** 1645–1651. https://doi.org/10.2138/ am.2007.2199

DEMOUCHY, S. 2010: Diffusion of hydrogen in olivine grain boundaries and implications for the survival of water-rich zones in the Earth's mantle. — *Earth and Planetary Science Letters* **295,** 305–313. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.09.034

DENIS, C. M. DEMOUCHY, S. & SHAW, C. S. 2013: Evidence of dehydration in peridotites from Eifel Volcanic Field and estimates of the rate of magma ascent. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **258,** 85–99. https://doi.org/10.1016/ j.jvolgeores.2013.04.010

DIXON, E., DIXON, T. H., BELL, D. R. & MALSERVISI, R. 2004: Lateral variation in upper mantle viscosity: role of water. — *Earth and Planetary Science Letters* **222,** 451–467. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.03.022

DÖVÉNYI P. 1994. Geofizikai vizsgálatok a Pannon-medence litoszférafejlődésének megértéséhez. — *Candidate thesis, Hungarian Academy of Sciences, Budapest*, 127 p.

DOWNES, H., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., DOBOSI, G., JAMES, D.E., VASELLI, O., RIGBY, I. J., INGRAM, G. A., REX, D. & PÉCSKAY, Z. 1995: Petrology and geochemistry of late Tertiary/Quaternary mafic alkaline volcanism in Romania. — *Lithos* **35,** 65–81. https://doi.org/ 10.1016/0024-4937(95)91152-y

FALUS, GY., SZABÓ, CS. & VASELLI, O. 2000: Mantle upwelling within the Pannonian Basin: evidence from xenolith lithology and mineral chemistry. — *Terra Nova* **12,** 295–302. https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2000.00313.x

FALUS, GY., TOMMASI, A., INGRIN, J. & SZABÓ, CS. 2008: Deformation and seismic anisotropy of the lithospheric mantle in the southeastern Carpathians inferred from the study of mantle xenoliths. — *Earth and Planetary Science Letters* **272/1–2**, 50–64. https://doi.org/ 10.1016/j.epsl.2008.04.035

FALUS, GY., TOMMASI, A. & SOUSTELLE, V. 2011: The effect of dynamic recrystallization on olivine crystal preferred orientations in mantle xenoliths deformed under varied stress conditions. — *Journal of Structural Geology* **33,** 1528–1540. https://doi.org/10.1016/ j.jsg.2011.09.010

FAUL, U. H., CLINE, C. J., DAVID, E. C., BERRY, A. J. & JACKSON, I. 2016: Titanium-hydroxyl defect-controlled rheology of the Earth's upper mantle. — *Earth and Planetary Science Letters* **452,** 227–237. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.07.016

FREY, F. A., & PRINZ, M. 1978: Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis.— *Earth and Planetary Science Letters* **38,** 129–176. https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90130-9

FULLEA, J. 2017: On joint modelling of electrical conductivity and other geophysical and petrologica lobservables to infer the structure of the lithosphere and underlying upper mantle. — *Surveys in Geophysics* **38,** 963–1004. https://doi.org/10.1007/s10712-017-9432-4

GREEN, D. H., HIBBERSON, W. O., KOVÁCS, I. & ROSENTHAL, A. 2010: Water and its influence on the lithosphere–asthenosphere boundary. — *Nature* **467,** 448–451**.** https://doi.org/10.1038/nature09369

GUZMICS, T., ZAJACZ, Z., KODOLÁNYI, J., HALTER, W. & SZABÓ, CS. 2008: LA-ICP-MS study of apatite- and K feldspar-hosted primary carbonatite melt inclusions in clinopyroxenite xenoliths from lamprophyres, Hungary: Implications for significance of carbonatite melts in the Earth's mantle. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **72,** 1864–1886. https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.01.024

HARANGI, SZ., SÁGI, T., SEGHEDI, I. & NTAFLOS, T. 2013: Origin of basaltic magmas of Perşani volcanic field, Romania: A combined whole rock and mineral scale investigation. — *Lithos* **180,** 43–57. http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.025

HACKER, B. R. & ABERS, G. A. 2004: Subduction factory 3: an Excel worksheet and macro for calculating the densities, seismic wave speeds, and H_2O contents of minerals and rocks at pressure and temperature. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **5.** https://doi.org/10.1029/2003GC000614

HIDAS, K., FALUS, GY., SZABÓ, CS., SZABÓ, P.J., KOVÁCS, I. & FÖLDES, T. 2007: Geodynamic implications of flattened tabular equigranular textured peridotites from the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field (Western Hungary). — *Journal of Geodynamics* **43,** 484–503. https://doi.org/10.1016/j.jog.2006.10.007

HIDAS, K., GUZMICS, T., SZABÓ, C., KOVÁCS, I., BODNÁR, R. J., ZAJACZ Z., NÉDLI ZS., VACCARI L. & PERUCCHI, A. 2010: Coexisting silicate melt inclusions and H_2O-bearing, CO_2-rich fluid inclusions in mantle peridotite xenoliths from the Carpathian–Pannonian region (central Hungary). — *Chemical Geology* **274,** 1–18. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.03.004

HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics* **226,** 333–357. https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90126-5

HORVÁTH, F., MUSITZ, B., BALÁZS, A., VÉGH, A., UHRIN, A., NÁDOR, A., KOROKNAI, B., PAP, N., TÓTH, T. & WÓRUM, G. 2015: Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. *Geothermics* **53**, 328-352. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.009

INGRIN, J., KOVÁCS, I., DELOULE, E., BALAN, E., BLANCHARD, M., KOHN, S. C. & HERMANN, J. 2014: Identification of hydrogen defects linked to boron substitution in synthetic forsterite and natural olivine. — *American Mineralogist* **99,** 2138–2141. https://doi.org/ 10.2138/am-2014-5049

INOUE, T., WEIDNER, D. J., NORTHRUP, P. A. & PARISE, J. B. 1998: Elastic properties of hydrous ringwoodite (-phase) in Mg_2SiO_4. — *Earth and Planetary Science Letters* **160,** 107–113. https://doi.org/10.1016/s0012-821x(98)00077-6

JAMES, D. E., BOYD, F. R., SCHUTT, D., BELL, D. R. & CARLSON, R. W. 2004: Xenolith constraints on seismic velocities in the upper mantle beneath southern Africa. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **5.** https://doi.org/10.1029/2003gc000551

JONES, A. G., EVANS, R. L. & EATON, D. W. 2009: Velocity–conductivity relationships for mantle mineral assemblages in Archean cratonic lithosphere based on a review of laboratory data and Hashin-Shtrikman extremal bounds. — *Lithos* **109,** 131–143. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.10.014

JONES, A. G., FULLEA, J., EVANS, R. L. & Muller, M. R. 2012: Water in cratonic lithosphere: calibrating laboratorydetermined models of electrical conductivity of mantle minerals using geophysical and petrological observations. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **13.** https://doi.org/10.1029/2012gc004055

JOHNSON, E. A. & ROSSMAN, G. R. 2003: The concentration and speciation of hydrogen in feldspars using FTIR and ^{1}H MAS NMR spectroscopy. — *American Mineralogist* **88,** 901–911. https://doi.org/10.2138/am-2003-5-620

Karato, S. 1990: The role of hydrogen in the electrical conductivity of the upper mantle. — *Nature* **347,** 272–273. https://doi.org/10.1038/347272a0

Karato, S-I., Patersoan, M. S. & Fitzgerald, J. D. 1986: Rheology of synthetic olivine aggregates: influence of grain size and water. — *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, **24***,* A8. https://doi.org/10.1016/0148-9062(87)91296-4

Klébesz, R., Gráczer, Z., Szanyi, Gy., Liptai, N., Kovács, I., Patkó, L., Pintér, Zs., Falus, Gy., Wesztergom, V. & Szabó, Cs. 2015: Constraints on the thickness and seismic properties of the lithosphere in an extensional setting (Nógrád–Gömör Volcanic Field, Northern Pannonian Basin). — *Acta Geodaetica et Geophysica* **50,** 133–149. https://doi.org/10.1007/s40328-014-0094-0

Koch-Müller, M., Matsyuk, S. S. & Wirth, R. 2004: Hydroxyl in omphacites and omphacitic clinopyroxenes of upper mantle to lower crustal origin beneath the Siberian platform. — *American Mineralogist* **89,** 921–931. https://doi.org/10.2138/am-2004-0701

Kohlstedt, D. L., Keppler, H. & Rubie, D. C. 1996: Solubility of water in the α, β and γ phases of $(Mg,Fe)_2SiO_4$. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **123,** 345–357. https://doi.org/10.1007/s004100050161

Kovács, I., Hermann, J., O'neill, H. St. C., Gerald, J. F., Sambridge, M. & Horváth, G. 2008: Quantitative absorbance spectroscopy with unpolarized light: Part II. Experimental evaluation and development of a protocol for quantitative analysis of mineral IR spectra. — *American Mineralogist* **93**, 765–778. https://doi.org/10.2138/am.2008.2656

Kovács, I., O'neill, H. S. C., Hermann, J. & Hauri, E. H. 2010: Site-specific infrared O-H absorption coefficients for water substitution into olivine. — *American Mineralogist* **95,** 292–299. https://doi.org/10.2138/am.2010.3313

Kovács, I., Demény, A. Czuppon, Gy., Lécuyer, C., Fourel, F., Xia, Q.-K. Liu, J., Pintér, Zs., Király, E., Török, K., Szabó, Á., Deloule, E., Falus, Gy., Fancsik, T., Zajacz, Z., Sándorné Kovács, J. & Udvardi, B. 2016: Water concentrations and hydrogen isotope compositions of alkaline basalt-hosted clinopyroxene megacrysts and amphibole clinopyroxenites: the role of structural hydroxyl groups and molecular water. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **171,** 38. https://doi.org/10.1007/s00410-016-1241-0

Kovács, I., Falus, Gy., Stuart, G., Hidas, K., Szabó, Cs., Flower, M. F. J., Hegedűs, E., Posgay, K. & Zilahi-Sebess, L. 2012: Seismicanisotropy and deformation patterns in upper mantle xenoliths from the central Carpathian–Pannonian region: Asthenospheric flowas a driving force for Cenozoic extension and extrusion? — *Tectonophysics* **514–517,** 168–179. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.022

Kovács, I. J., Patkó, L., Falus, Gy., Aradi, L. E., Szanyi, Gy., Gráczer, Z. & Szabó, Cs. 2018: Upper mantle xenoliths as sources of geophysical information: the Perşani Mts. area as a case study. — *Acta Geodaetica et Geophysica* **53,** 415–438. https://doi.org/10.1007/s40328-018-0231-2

Laumonier, M., Farla, R., Frost, D. J., Katsura, T., Marquardt, K., Bouvier, A. S. & Baumgartner, L. P. 2017: Experimental determination of melt interconnectivity and electrical conductivity in the upper mantle. — *Earth and Planetary Science Letters* **463,** 286–297. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.01.037

Lemaire, C., Kohn, S. C. & Brooker, R. A. 2004: The effect of silica activity on the incorporation mechanisms of water in synthetic forsterite: a polarised infrared spectroscopic study. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **147,** 48–57. https://doi.org/-10.1007/s00410-003-0539-x

Li, Z. X. A., Lee, C. T. A., Peslier A. H., Lenardic A. & Mackwell, S. J. 2008: Water contents in mantle xenoliths from the Colorado Plateau and vicinity: Implications for the mantle rheology and hydration-induced thinning of continental lithosphere. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **113,** B9. https://doi.org/10.1029/2007jb005540

Libowitzky, E. 2006: 2. The Structure of Hydrous Species in Nominally Anhydrous Minerals: Information from Polarized IR Spectroscopy. — In Keppler, H. & Smyth J. R. (eds): *Water in Nominally Anhydrous Minerals*. **62,** Berlin, Boston: De Gruyter. 29–52. https://doi.org/10.1515/9781501509476-006

Libowitzky, E. & Rossman, G. R. 1996: Principles of quantitative absorbance measurements in anisotropic crystals. — *Physics and Chemistry of Minerals* **23,** 319–327 https://doi.org/10.1007/bf00199497

Libowitzky, E. & Rossman, G. R. 1997: An IR absorption calibration for water in minerals. — *American Mineralogist*, **82,** 1111–1115. https://doi.org/10.2138/am-1997-11-1208

Liptai, N., Patkó, L, Kovács, I. J., Hidas, K., Pintér, Zs., Jeffries, T., Zajacz, Z., O'reilly, S.Y., Griffin, W.L., Pearson, N. J. & Szabó, Cs. 2017: Multiple metasomatism beneath the Nógrád–Gömör Volcanic Field (Northern Pannonian Basin) revealed by upper mantle peridotite xenoliths. — *Journal of Petrology* **58,** 1107–1144. https://doi.org/10.1093/petrology/egx048

Liptai, N., Hidas, K., Tommasi, A., Patkó, L., Kovács, I. J., Griffin, W. L., O'reilly, S. Y., Pearson, S. Y. & Szabó, Cs. 2019: Lateral and vertical heterogeneity in the lithospheric mantle at the northern margin of the Pannonian Basin reconstructed from peridotite xenolith microstructures. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **124**, https://doi.org/10.1029/2018jb016582

Liu, X. I., O'neill, H. S. C. & Berry, A. J. 2006: The effects of small amounts of H_2O, CO_2 and Na_2O on the partial melting of spinel lherzolite in the system $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2 \pm H_2O \pm CO_2 \pm Na_2O$ at 1.1 GPa. — *Journal of Petrology* **47,** 409–434. https://doi.org/10.1093/petrology/egi081

Lu, R. & Keppler, H. 1997: Water solubility in pyrope to 100 kbar. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **129,** 35–42. https://doi.org/10.1007/s004100050321

Luffi, P., Seghedi, I. & Ducea, M. 2015: Subcreted oceanic crust melting beneath the Southeastern-Carpathians: evidence from garnet pyroxenite xenoliths from Quaternary basalts of the Perşani Mts. — *Mineralogia, Special Papers,* **43***,* 63–64.

Mackwell, S. J. & Kohlstedt, D. L. 1990: Diffusion of hydrogen in olivine: implications for water in the mantle. — *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* **28,** A78. https://doi.org/10.1016/0148-9062(91)92297-c

Maldener, J., Rauch, F., Gavranic, M. & Beran, A. 2001: OH absorption coefficients of rutile andcassiterite deduced from nuclear reactionanalysis and FTIR spectroscopy. — *Mineralogy Petrology* **71,** 21–29. https://doi.org/10.1007/s007100170043

Mandeville, C. W., Webster, J. D., Rutherford, M. J., Taylor, B. E., Timbal, A. & Faure, K. 2002: Determination of molar

absorptivities for infrared absorption bands of H_2O in andesitic glasses. — *American Mineralogist* **87,** 813–821. https://doi.org/10.2138/am-2002-0702

MATVEEV, S., O'NEILL, H. S. C., BALLHAUS, C., TAYLOR, W. R. & GREEN, D. H. 2001: Effect of Silica Activity on OH- IR Spectra of Olivine: Implications for Low-aSiO_2 Mantle Metasomatism. — *Journal of Petrology* **42,** 721–729. https://doi.org/10.1093/petrology/42.4.721

MERCIER, J. C. C. & NICOLAS, A. 1975: Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. — *Journal of Petrology* **6,** 454–487. https://doi.org/10.1093/petrology/16.1.454

MILLER, K. J., MONTÉSI, L. G. & ZHU, W. L. 2015: Estimates of olivine–basaltic melt electrical conductivity using a digital rock physics approach. — *Earth and Planetary Science Letters* **432,** 332–341. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.10.004

MILLER, G. H., ROSSMAN, G. R. & HARLOW, G. E. 1987: The natural occurrence of hydroxide in olivine. — *Physics and Chemistry of Minerals* **14,** 461–472. https://doi.org/10.1007/bf00628824

NI, H., KEPPLER, H. & BEHRENS, H. 2011: Electrical conductivity of hydrous basaltic melts: implications for partial melting in the upper mantle. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **162,** 637–650. https://doi.org/10.1007/s00410-011-0617-4

NOVELLA, D., JACOBSEN, B., WEBER, P. K., TYBURCZY, J. A., RYERSON, F. J. & DU FRANE, W. L. 2017: Hydrogen self-diffusion in single crystal olivine and electrical conductivity of the Earth's mantle. — *Scientific Reports* **7,** 5344. https://doi.org/10.1038/s41598-017-05113-6

PADRÓN NAVARTA, J. A. & HERMANN, J. 2017: A subsolidus olivine water solubility equation for the Earth's upper mantle. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **122,** 9862–9880. https://doi.org/10.1002/2017jb014510

PANAIOTU, C. G., JICHA, B. R., SINGER, B. S., ŢUGUI, A., SEGHEDI, I., PANAIOTU, A. G. & NECULA, C. 2013: $^{40}Ar/^{39}Ar$ chronology and paleomagnetism of Quaternary basaltic lavas from the Perşani Mountains (East Carpathians). — *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **221,** 1–14. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2013.06.007

PATERSON, M. S. 1982: The determination of hydroxyl by infrared absorption in quartz glasses and similar materials. — *Bulletin de Minéralogie* **105,** 20–29.

PATKÓ, L., LIPTAI, N., KOVÁCS, I. J., ARADI, L. E., XIA, Q-K., INGRIN, J., MIHÁLY, J., O'REILLY, S. Y., GRIFFIN, W. L., WESZTERGOM, V. & SZABÓ, CS. 2019: Extremely low structural hydroxyl contents in upper mantle xenoliths from the Nógrád–Gömör Volcanic Field (northern Pannonian Basin): Geodynamic implications and the role of post-eruptive re-equilibration. — *Chemical Geology* **507,** 23–41. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.12.017

PESLIER, A .H. & LUHR, J. F. (2006) Hydrogen loss from olivines in mantle xenoliths from Simcoe (USA) and Mexico: mafic alkalic magma ascent rates and water budget of the sub-continental lithosphere. — *Earth and Planetary Science Letters* **242,** 302–319. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.019

PESLIER, A. H., WOODLAND, A. B., BELL, D. R. & LAZAROV, M. 2010: Olivine water contents in the continental lithosphere and the longevity of cratons. — *Nature* **467,** 78–81. https://doi.org/10.1038/nature09317

PIKE, J. N. & SCHWARZMAN, E. C. 1977: Classification of textures in ultramafic xenoliths. — *The Journal of Geology* **85,** 49–61. https://doi.org/10.1086/628268

PLANK, T., KELLEY, K. A., ZIMMER, M. M., HAURI, E. H. & WALLACE, P. J. 2013: Why do mafic arc magmas contain 4wt% water on average? — *Earth and Planetary Science Letters* **364,** 168–179. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.11.044

POPA, M., RADULIAN, M., SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I., & ZAHARIA, B. 2012: New seismic and tomography data in the southern part of the Harghita Mountains (Romania, Southeastern Carpathians): connection with recent volcanic activity. — *Pure and Applied Geophysics* **169,** 1557–1573. https://doi.org/10.1007/s00024-011-0428-6

PURTON, J. A., ALLAN, N. L. & BLUNDY, J. D. 1997: Calculated solution energies of heterovalent cations in forsterite and diopside: implications for trace element partitioning. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **61,** 3927–3936. https://doi.org/10.1016/s0016-7037(97)00198-1

RAUCH, M. & KEPPLER, H. 2002: Water solubility in orthopyroxene. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **143,** 525–536. https://doi.org/10.1007/s00410-002-0365-6

RAWLINSON, N., READING A. M. & KENNETT, B. L. 2006: Lithospheric structure of Tasmania from a novel form of teleseismic tomography. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **111,** B2. https://doi.org/10.1029/2005J B0038 03

ROSSMAN, G. R. & AINES, R. D. 1991: The hydrous components in garnets: Grossular-hydrogrossular. — *American Mineralogist* **76,** 1153–1164.

SAMBRIDGE, M., GERALD, J. F., KOVÁCS, I., O'NEILL, H. S. C. & HERMANN, J. 2008: Quantitative absorbance spectroscopy with unpolarized light: Part I. Physical and mathematical development. — *American Mineralogist* **93,** 751–764. https://doi.org/10.2138/am.2008.2657

SÁGI T., JANKOVICS É. M., KISS B., NTAFLOS T. & HARANGI SZ. 2018: Új módszer alkáli bazaltos magmák olivin- és klinopiroxén-frakcionációjának modellezésére. — *Földtani Közlöny* **148,** 273. https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2018.148.3.273

SEGHEDI, I., POPA, R.-G., PANAIOTU, C. G., SZAKÁCS, A. & PÉCSKAY, Z. 2016: Short-lived eruptive episodes during the construction of a Na-alkalic basaltic field (Perşani Mountains, SE Transylvania, Romania). — *Bulletin of Volcanology* **78,** 10. https://doi.org/10.1007/s00445-016-1063-y

SELWAY, K., YI, J. & KARATO, S. I. 2014: Water content of the Tanzanian lithosphere from magnetotelluric data: implications for cratonic growth and stability. — *Earth and Planetary Science Letters* **388,** 175–186 https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.024

SELWAY, K., FORD, H. & KELEMEN, P. 2015: The seismic mid-lithosphere discontinuity. — *Earth and Planetary Science Letters* **414,** 45–57. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.029

SIFRÉ, D., GARDÉS, E., MASSUYEAU, M., HASHIM, L., HIER-MAJUMDER, S. & GAILLARD, F. 2014: Electrical conductivity during incipient melting in the oceanic low-velocity zone. — *Nature* **509,** 8. https://doi.org/10.1038/nature13245

STALDER, R. 2004: Influence of Fe, Cr and Al on hydrogen incorporation in orthopyroxene. — *European Journal of Mineralogy* **16,** 703–711. https://doi.org/10.1127/0935-1221/2004/0016-0703

Stalder, R. & Ludwig, T. 2007: OH incorporation in synthetic diopside. — *European Journal of Mineralogy* **19,** 373–380. https://doi.org/10.1127/0935-1221/2007/0019-1721

Stalder, R. & Skogby, H. 2002: Hydrogen incorporation in enstatite. — *European Journal of Mineralogy* **14,** 1139–1144. https://doi.org/10.1127/0935-1221/2002/0014-113

Stalder, R., Kronz, A. & Simon, K. 2008: Hydrogen incorporation in enstatite in the system $MgO–SiO_2–H_2O–NaCl$. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **156,** 653. https://doi.org/10.1007/s00410-008-0306-0

Szabó, Á., Berkesi M., Aradi, L. E. & Szabó, Cs. 2017: Preliminary results of study on fluid inclusions in mantle xenoliths from the Perşani Mountains, Eastern Transylvanian Basin. — *ECROFI abstract*, 230.

Szabó, Cs., Falus, Gy., Zajacz, Z., Kovács, I. & Bali, E. 2004: Composition and evolution of lithosphere beneath the Carpathian–Pannonian Region: a review. — *Tectonophysics* **393,** 119–137. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.031

Thomas, S. M., Koch-Müller, M., Reichart, P., Rhede, D., Thomas, R., Wirth, R. & Matsyuk, S. 2009: IR calibrations for water determination in olivine, r-GeO_2, and SiO_2 polymorphs. — *Physics and Chemistry of Minerals* **36,** 489–509. https://doi.org/ 10.1007/ s00269-009-0295-1

Tondi, R., Achauer, U., Landes, M., Davi, R. & Besutiu, L. 2009: Unveiling seismic and density structure beneath the Vrancea seismogenic zone, Romania. — *Journal of Geophysical Research* **114,** B11. http://dx.doi.org/10.1029/2008JB005992

Tóth, A., Dobosi, G., Beard, A., Downes, H., Bali, E. & Szabó, Cs. 2006: Garnet Pyroxenites from Eastern Transylvanian Basin: an Integrated Textural and Geochemical Study. — *Geolines* **20,** 128–129.

Vacareanu, R. & Ionescu, C. 2016: *The 1940 Vrancea Earthquake. Issues, Insights and Lessons Learnt.* — Springer International Publishing Switzerland, 521 p. http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-29844-3

Vaselli, O., Downes, H., Thirlwall, M., Dobosi, G., Cora-Dossi, H., Seghedi, I., Szakács, A. & Vannucci, R. 1995: Ultramafic xenoliths in Plio-Pleistocene alkali basalts from the eastern Transylvanian basin: depleted mantle enriched by vein metasomatism. — *Journal of Petrology* **36,** 23–53. https://doi.org/10.1093/petrology/36.1.23

Wang, D., Mookherjee, M., Xu, Y. & Karato, S. I. 2006: The effect of water on the electrical conductivity of olivine. — *Nature* **443,** 977–980. https://doi.org/10.1038/nature05256

Wortel, M. J. R. & Spakman, W. 2000: Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean–Carpathian Region. — *Science* **290,** 1910–1917. https://doi.org/10.1126/science.290.5498.1910

Xia, Q. K., Liu, J., Kovacs, I., Hao, Y. T., Li, P., Yang, X. Z., Chen, H. & Sheng, Y. M. 2019: Water in the upper mantle and deep crust of eastern China: concentration, distribution and implications — *National Science Review* **6,** 125–144. https://doi.org/10.1093/ nsr/nwx016

Yoshino T. & Katsura T. 2013: Electrical Conductivity of Mantle Minerals: Role of Water in Conductivity Anomalies. Annual Review of Earth and Planetary Sciences **41,** 605–628. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-124022

Kézirat beérkezett: 2019. 08. 06.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

149/3, 255–278., Budapest, 2019

DOI: 10.23928/foldt.kozl.2019.149.3.255

Transversal folding in Himalaya foothill ranges
In memory of Frank HORVÁTH

Motto: Frank's favourite joke: "An Earth scientist is falling off from the 100th floor of a skyscraper. At the third floor he says: "So far, so good". All his observations were right. But the predictive power…"

CSONTOS, László[1], DUNKL, István[2], VAKARCS, Gábor[3], ABBASI, Abid H.[3]

[1]MOL Nyrt, lcsontos@mol.hu; orcid: 0000-0002-0723-4673
[2]Sedimentology and Environmental Geology, Geozentrum, University of Göttingen; istvan.dunkl@geo.uni-goettingen.de
[3]MOL Pakistan, gabor.vakarcs@molpakistan.com; abid.abbasi@molpakistan.com

Harántirányú redők a Himalája előhegyeiben

Összefoglalás

Az észak-pakisztáni Himalája Fő frontális feltolódási (MFT) és Fő határfeltolódási (MBT) zónája több szintaxist (beöblösödést) tartalmaz. Ezek mentén az általános K–Ny-i csapású feltolódásokat nagyjából É–D-i csapású szakaszok kötik össze, amelyeket a közvélekedés eltolódásos jellegű oldalsó rámpáknak tart. E feltolódási zónák mentén két területet: a Kalabagh város környékit és az Islamabadtól keletre–délkeletre fekvőt mutatjuk be, amelyek szerkezeti elemzése ezt a vélekedést megkérdőjelezi. Az itt bemutatott szeizmikus szelvények alapján a javasolt oldalsó rámpák nem észlelhetők, ellenben É–D-i tengelyű redőket és keleti vagy nyugati vergenciájú feltolódásokat térképezhetünk, melyek érintik a paleo-mezozoos kőzeteket és az oligo-mio-pliocén molasszt is.

A Surghar-hegység ÉK-i sarkát egymást váltó pikkelyek alkotják, amelyeknek kiemelkedő kambriumi–eocén magja van a kissé lenyesett miocén molassz alatt. Ezek az egymást váltó szerkezetek egy széles zónában dél felé legörbülnek. Ebben a zónában kulisszaszerű transzpressziós Riedelek, kulisszaszerű redők és délre görbülő korábbi feltolódások találhatók. Az összes ilyen szerkezet egy széles képlékeny jobbos nyírási zónaként értelmezhető, mely deformálja a korábban kialakult É–D-i tengelyű redőket és keleti vergenciájú feltolódásokat is (de a korábban javasolt Kalabagh eltolódás nem térképezhető).

A Hazara szintaxist nagy antiformként értelmezzük, amely meghajlította az MBT és Panjal feltolódásokat egy oligo-miocén molasszmag körül, mely maga is antiformot képez (BOSSART et al. 1988). Modellünkben a nyugati vergenciájú Balakot feltolódás és más, mélyebb vak feltolódások vannak ezen antiform magjában. A szintaxis déli folytatásában a miocénben tapasztalható redők folyamatosan nyomozhatók a Kelet-Potwar régiótól Nyugat-Kasmirig; ezekben a szerkezetekben nem tapasztalható nagyobb törés. E szerkezetek szintén újrahajlítódtak, hogy egy nagyszabású, É–D-i tengelyű antiformot alkossanak. A tágabb terület térképelemzése azt sugallja, hogy É–D-i tengelyű redők bőséggel találhatók az észak-indiai szegélyen.

Több független adat szól a harántirányú redők létezése mellett: földtani térképek (és űrfotók) elemzése; korábban mért paleomágneses deklináció-irányok, a deformációs ellipiszoidok tengelyirányainak szórása mind azt sugallják, hogy az eredeti szerkezetek nagyjából lineáris elrendeződésűek voltak, és később gyűrődtek meg regionális redőkbe, amelyek esetenként a beöblösödő szakaszokat magyarázzák. Ha a korábbi nagy feltolódások lineárisabbak voltak, az ezeken tapasztalható váltó szerkezetek az MBT esetében balos, az MFT esetében hol balos, hol jobbos nyírási komponenst jeleznek a nagyméretű feltolódás mellett.

Korábbi (ZEITLER 1985) és most közölt alacsony hőmérsékletű termokronológiai korok egy általános K–Ny-i rövidülési eseményt körvonalaznak 4–5 Ma között az egész észak-indiai szegélyre. Valószínű azonban, hogy a harántirányú redők, dómok keletkezése már az oligocén folyamán megindult (DIPIETRO et al. 2008). Az is világos, hogy a hosszabb É–D-i rövidülési időszakokat csak röviden szakították meg K–Ny-i epizódok.

Több lehetséges magyarázat van a K–Ny-i rövidüléses szerkezetek kialakulására egy általános É–D-i rövidülési rezsimben. Egyik szerint az egymást meredeken metsző törések elvégződése egy adott zónában (TREOLAR et al. 1992) ellentétes forgásokat generál. Egy másik lehetőség a kulisszás redőződés egy nagy K–Ny-i jobbos vető mentén, szélesebb eltolódási zónában. Valószínűbb azonban, hogy a haránt irányú redőződés az egész indiai lemezt érintette, ezért a legkézenfekvőbb magyarázatot analóg modellek sugallják (REPLUMAZ et al. 2012). Ezek szerint az észak felé haladó Indiai-táblát oldalról egymás felé konvergáló litoszférahatárok szegélyezik. Az észak felé haladáskor a szegélyek mentén kelet–nyugati rövidülés ébred és azokkal párhuzamosan ilyen irányú feltolódások, hegyláncok keletkeznek.

Tárgyszavak: Himalája előhegyei; szerkezeti elemzés, oldalsó rámpák, harántirányú redők, kiemelkedés-történet

Abstract

The Himalayan foreland in N Pakistan, dissected by Main Frontal Thrust (MFT) and Main Boundary Thrust (MBT) contains spectacular salients and syntaxes. The lateral (N–S) boundaries between these salients and syntaxes around Kalabagh city and east–south-east of Islamabad were believed to host deep-seated lateral ramps with strike slip movements. However, seismic data in these two sectors suggest that there are N–S trending folds and locally east- or west-vergent thrusts that affect the Palaeozoic–Palaeogene cover of the Indian shield, as well as the Miocene–Pliocene molasse sediments. The proposed lateral ramps cannot be followed on the seismic and nor on maps; instead, both maps and seismic data suggest folding, often on a regional scale of harder Palaeo–Mesozoic–Palaeogene and softer Oligo–Miocene–Pilo-Pleistocene cover.

The NE corner of Surghar Range is proposed to be formed of relaying thrust sheets with emergent heads composed of Palaeozoic–Palaeogene and its slightly detached Miocene molasse cover. These relaying imbricates are taken in a southward flexure generated by a major right lateral shear of a wide zone, where transpressive Riedel shears, en echelon anticlines and southwards flexed earlier thrust faults are the main elements (but a single, through-going Kalabagh fault is missing). The generation of mapped N–S trending folds and east-vergent thrusts preceded the formation of the wide shear zone and southwards flexing.

Hazara syntaxis is interpreted as a major antiform that re-folded MBT and Panjal thrust around Oligo-Miocene molasse, itself forming an antiform (BOSSART et al. 1988). In our model we propose that the west-vergent Balakot thrust and deeper blind thrusts are in the core of this antiform. In the southern continuation we propose that folds in Miocene molasse continue from eastern Potwar region to western Kashmir and there appears no major break. These structures are also re-folded in a major antiform with N–S axial trend. Map analysis also suggests that N–S trending folds bending earlier main thrusts are occurring in a wide area south of the Indus–Tsangpo suture.

Several independent geological and geophysical observations including mapping, seismic analysis, earlier measurements of strain axes and of palaeomagnetic declinations suggest that the salients and syntaxes may have been much more linear in the past (although a total linearity is not realistic). It is proposed that the present-day undulating pattern may have been generated by N–S trending folds due to general (and episodic) E–W shortening. If the main fault zones were more linear, the relay pattern along their segments suggests a left lateral shear component along MBT and a mixed, locally left, locally right lateral component along MFT.

Earlier (ZEITLER 1985) and now provided low temperature thermochronological ages strongly suggest a rather general episode of E–W shortening between 4–5 Ma for the whole northern Indian margin. However, there should have been original transversal dome formation as early as Oligocene (DIPIETRO et al. 2008). It is also clear that longer N–S shortening and shorter E–W shortening episodes should alternate eventually in a very short time frame, since earthquake focal mechanisms (LISA & KHWAJA 2004, BURG et al. 2005) suggest the coexistence of E–W compression and NW–SE compression in Potwar.

There are several potential explanations for generating E–W shortening and related structures in a general N–S shortening regime. Possibilities range from fault terminations of thrust faults at high angles in a particular zone (TREOLAR et al. 1992) to en echelon folding along a major right lateral E–W fault zone. However, we speculate that E–W shortening could be much more general, suggesting a mechanism that affects the whole of Indian plate. Possibly the best explanation is given by analogue models (REPLUMAZ et al. 2012) proposing major, slightly convergent confining boundaries. If applied to the northwards advance of India, the northwards converging boundaries generate secondary E–W shortening and east-or west-vergent orogens parallel to these boundaries.

Keywords: Himalayan foothills; structural analysis; lateral ramps; transverse folding, uplift history

Preamble

Frank HORVÁTH was an inspirational person, active at a perfect time for his profession. He lived the best time of Plate tectonics, at least in Hungary, where he actively contributed at the paradigm change. He also worked out and gave a lot of ideas about the tectonics and geophysical structure of the Pannonian Basin, his beloved hunting ground. However, he never stopped at borders, freely swinging between the different Mediterranean chains and between different topics such as palaeomagnetics, lithospheric structure, thermal evolution of the lithosphere or the link between intraplate stresses and topographic features. He has always considered geology-geophysics as an integral science, without subdivisions and he always taught us to apply different branches of this vast kingdom (at least on an educated interpretational level). He always pushed his followers to have correct observations, but also to question the status quo and try to come up with surprising new models better explaining the observations. The topic of the paper was chosen to reflect his multidisciplinary approach in a plate-tectonic context. It also tries to challenge some interpretations that appear quite straightforward at a first approach.

Introduction

The Himalayan chain has two major syntaxes at both eastern and western ends (*Figure 1* insert): the Namche Barwa and Nanga Parbat syntaxes sensu lato (e.g. WADIA 1931, GANSSER 1964, BURG & PODLADCHIKOV 1999; BAJOLET et al. 2013). These regions have always attracted attention. However, there are more syntaxes and re-entrants in smaller dimensions especially in the western major syntaxis area. These syntaxes bend around several main fault zones that run along parts or the entire Himalaya (TREOLAR et al. 1992).

The present paper deals with the NE Himalayan syntaxis area in Pakistan (*Figure 1*), however, its aim is not to explain the greater syntaxis (see e.g. BAJOLET et al. 2013; REPLUMAZ et al. 2012), but to give new data on some of the smaller syntaxes–re-entrants in the south. The Surghar and (greater) Hazara syntaxes will be examined in more detail (*Figure 1*). These data indicate the presence of transversal folding, i.e. folds of N–S, rather than E–W axial traces. The idea of E–W shortening and buckling of several structural units is not new; in fact early authors explained the major syntaxial areas by buckling (WADIA 1931, GANSSER 1964, TREOLAR et al. 1992). Numerical modelling has also shown that buck-

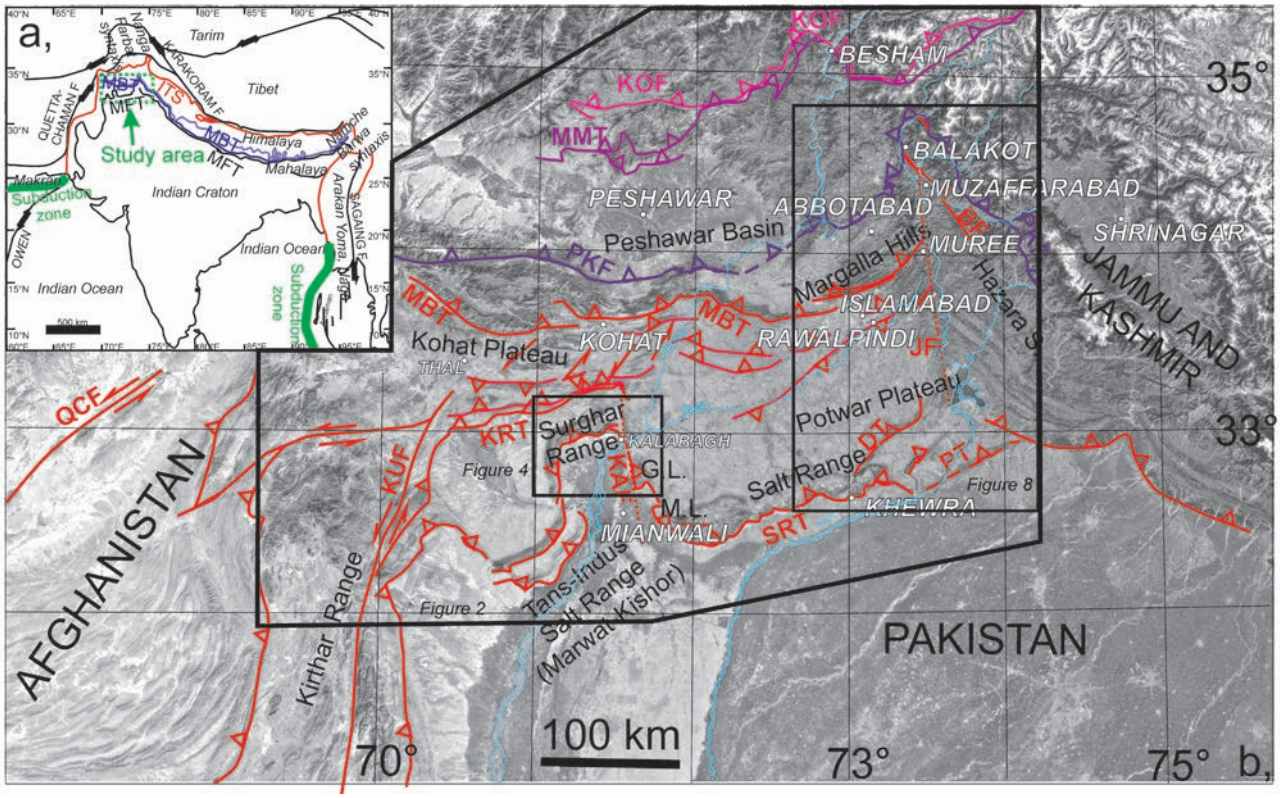


Figure 1. Location map. a) Main structures of the Himalayan region, after BAJOLET et al. (2013), modified. ITS = Indus–Tsangpo Suture; MBT = Main Boundary Thrust, MFT = Main Frontal thrust. b) Satellite image of the study area. Courtesy of Google Earth. Three later figures marked by boxes. G.L. = Gundi Lobe, M.L. = Mussa Khel Lobe, QCF = Quetta-Chaman Fault, KOF = Kohistan Fault, MMT = Main Mantle Thrust, PKF = Panjal–Khairabad Fault, MF = Murree Fault, BF = Balakot Fault; MBT = Main Boundary Thrust, KMF = Khari Murat Fault, KUF = Kurram Fault, KRF = Karak Fault, SRT = Salt Range Thrust, DT = Domeli Thrust, PT = Pabbi Thrust. Stippled fault traces: supposed structures: KAF = Kalabagh Fault, JF = Jheelum Fault

1. ábra. *A cikkben tárgyalt terület. a) a Himalája régió főbb szerkezetei, BAJOLET et al. (2013) alapján, módosítva. ITS = Indus–Tsangpo Suture, MBT = Main Boundary Thrust, MFT = Main Frontal Thrust. b) A tágabb terület műholdfotója. Köszönet a Google Earth-nek. A később bemutatott ábrákat keretek jelölik. G.L. = Gundi lebeny, M.L. = Mussa Khel lebeny. QCF = Quetta-Chaman Fault, KOF = Kohistan Fault, MMT = Main Mantle Thrust, PKF = Panjal-Khairabad Fault, MF = Murree Fault, BF = Balakot Fault, MBT = Main Boundary Thrust, KMF = Khari Murat Fault, KUF = Kurram Fault, KRF = Karak Fault, SRT = Salt Range Thrust, DT = Domeli Thrust, PT = Pabbi Thrust. Szaggatott vonallal a feltételezett törések: KAF = Kalabagh Fault, JF = Jheelum Fault*

ling on a lithospheric scale is possible and probable (BURG & PODLADCHIKOV 1999). However, mapping in the study area (GEE 1980) suggested long, deep-rooted lateral ramps (MARSHAK 2004) that link more linear E–W segments of major thrusts (*Figure 2;* dotted faults; e.g. MCDOUGALL & KHAN 1990, AHMAD et al. 2010). These are best exemplified by generally accepted maps such as KAZMI & RANA (1982) or NIZAMUDDIN (1997), CRAIG et al. (2018, their Figure 7). The proposed Kalabagh and Jhelum faults of ca N–S trend merit special attention and are in the focus of this paper (*Figure 2*). It will be shown that these structures do not exist as they are imagined and shown on maps. In contrast, instead of these faults, folds are observed with N–S axial trends. Several competing hypotheses will be discussed to explain the possible reasons of E–W shortening during the obvious N–S shortening of Himalayan orogeny.

Methods

We intend to analyse two sectors: the NE corner of Surghar Range (*Figure 2*) where Kalabagh Fault was proposed and the eastern part of Potwar Plateau, where the through-going Jhelum Fault was proposed (*Figure 2*). We analyse maps and selected seismic lines in these key areas. Additionally, a set of different structural data are collected from literature (BOSSART et al. 1988, BURG et al. 2005) that suggest the existence of N–S axial trend folds and E–W shortening. Results of our low temperature thermochronologic study (apatite fission track and [U–Th]/He) in the Potwar Plateau are also given to offer some timing constraints for the deformation.

Regional geological framework

Himalaya is structurally dissected into several major units. The limiting shear zones run along the entire chain. There are reportedly two suture zones: the Shyok and Indus sutures (the latter also named Main Mantle Thrust) that separate Eurasian, Kohistan island arc and Indian origin rocks (TREOLAR et al. 1992). South of the Main Mantle Thrust (MMT; *Figure 2*) we can find different parts of the Indian continent that is subthrust beneath the northern island arcs, microcontinents and finally the Eurasian plate (e.g. MATTAUER 1983).

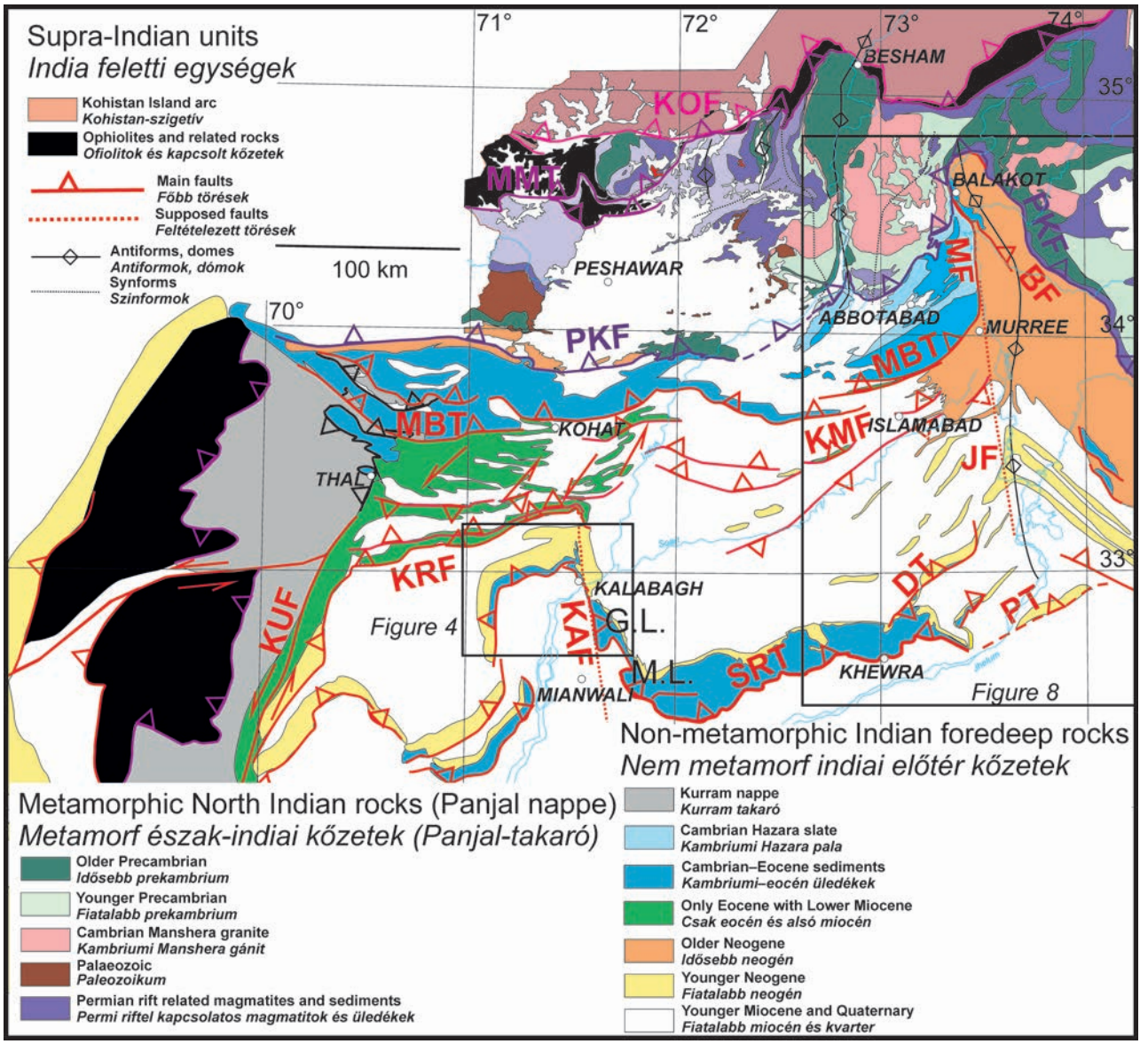


Figure 2. Simplified geologic map of the study area. Constructed after: CALKINS & OFFIELD (1974), GEE (1980), DIPIETRO et al. (2008), GHAZI et al. (2014), JADOON et al. (2015), GHANI et al. (2018). Kalabagh and Jhelum faults traced after KAZMI & RANA (1982). Later figures marked by boxes. G.L. = Gundi Lobe, M.L. = Mussa Khel Lobe. KOF = Kohistan Fault, MMT = Main Mantle Thrust, PKF = Panjal-Khairabad Fault, MF = Murree Fault, BF = Balakot Fault, MBT = Main Boundary Thrust, KMF = Khari Murat Fault, KUF = Kurram Fault, KRF = Karak Fault, SRT = Salt Range Thrust, DT = Domeli Thrust, PT = Pabbi Thrust. Stippled fault traces: supposed structures: KAF = Kalabagh Fault, JF = Jheelum Fault

2. ábra. *A terület egyszerűsített földtani térképe, CALKINS & OFFIELD (1974), GEE (1980), DIPIETRO et al. (2008), GHAZI et al. (2014), JADOON et al. (2015), GHANI et al. (2018) nyomán szerkesztve. A Kalabagh és Jhelum töréseket KAZMI & RANA (1982) nyomán rajzoltuk. G.L. = Gundi lebeny, M.L. = Mussa Khel lebeny. KOF = Kohistan Fault, MMT = Main Mantle Thrust, PKF = Panjal-Khairabad Fault, MF = Murree Fault, BF = Balakot Fault, MBT = Main Boundary Thrust, KMF = Khari Murat Fault, KUF = Kurram Fault, KRF = Karak Fault, SRT = Salt Range Thrust, DT = Domeli Thrust, PT = Pabbi Thrust. Stippled fault traces: supposed structures: KAF = Kalabagh Fault, JF = Jheelum Fault*

In Pakistan, the most important boundaries are the following (*Figure 2*). The Indus–Tsangpo (MMT) suture indicates the suture zone of the Indian continent-origin rocks and the Kohistan Island arc (TREOLAR et al. 1992); however, a northern Kohistan Fault was also separated as an important younger boundary (DIPIETRO et al. 2008). The Panjal–Khairabad (or Tarbela) thrust separates a series of northern thrust sheets, composed of older and younger Precambrian crystalline basement, Cambrian granitic intrusion; erosional remains of a Palaeozoic sedimentary sequence; Permian alkali magmatites (both intrusive and effusive) and an older Mesozoic assemblage related to rifting (*Figure 2*). These rocks all suffered varying degrees of metamorphism, from low grade in the south to high grade in the north (TREOLAR et al. 1992), whereas south of the Panjal thrust rocks are non- to anchimetamorphic (BOSSART et al. 1988). In maps east of Abbotabad, Panjal thrust continues in the north of the Hazara syntaxis above the 'Panjal imbricates' of BOSSART et al. (1988), TREOLAR et al. (1992). Further south of the metamorphic Precambrian–Mesozoic succession comes a unit bordered on the south by the Main Boundary Thrust (*Figure 2,* MBT; TREOLAR et al. 1992, BURG et al. 2005). This fault

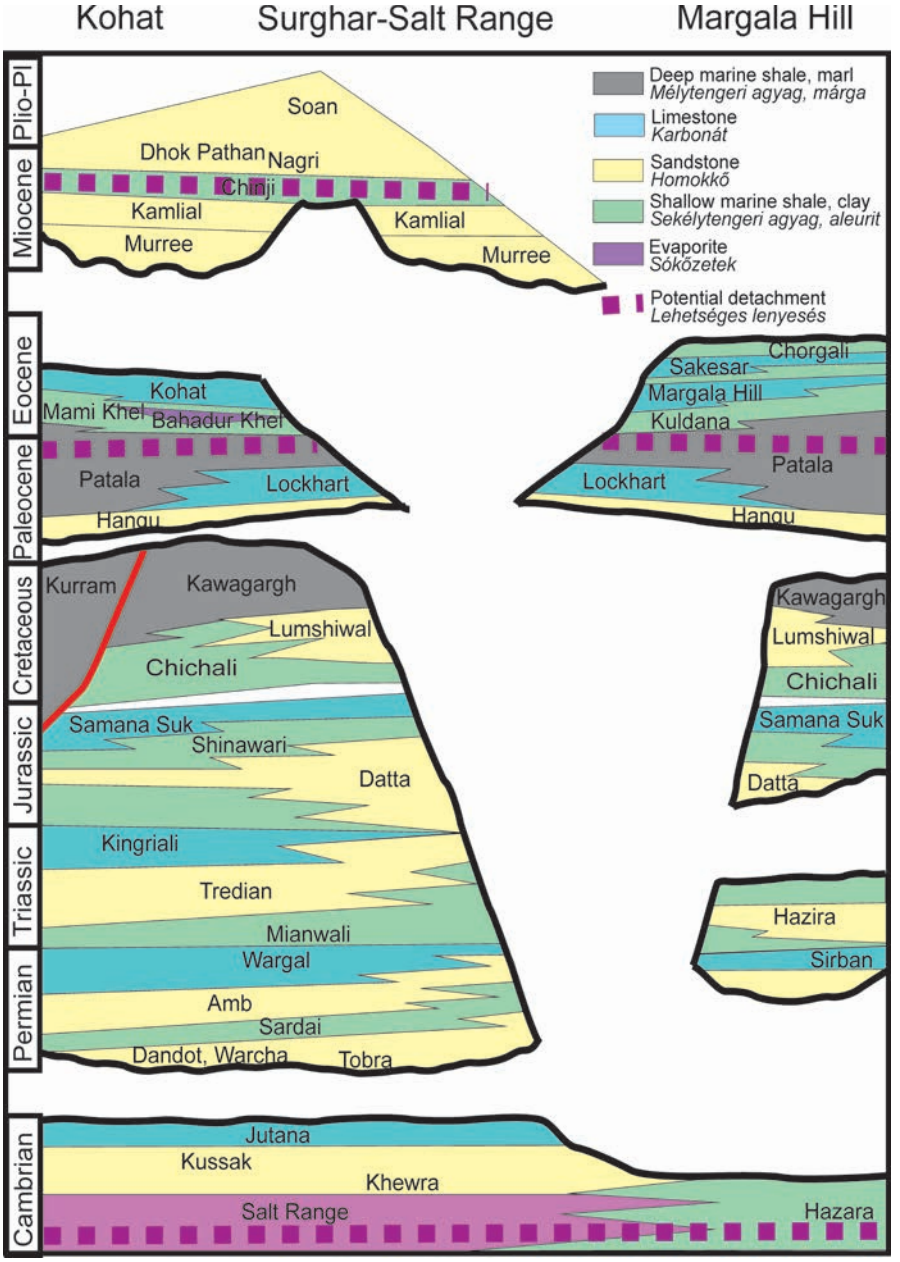


Figure 3. Stratigraphic chart of the Pakistani Himalaya foothills area. Modified after GRÉLAUD et al. 2002, BURG et al. 2005, GHANI et al. 2018

3. ábra. *A pakisztáni Himalája előtér rétegtani táblája. GRÉLAUD et al. 2002, BURG et al. 2005, GHANI et al. 2018 nyomán, módosítva*

runs mostly along a sharp topographic boundary, opposing non-metamorphic Mesozoic–Palaeogene rocks in hilly terrain to mostly Mio–Pliocene molasse sediments in the southern lowlands, plateaus. However, there is no major difference in the subsurface stratigraphic composition of the southern lowlands and the northern hilly part, on either side of MBT. In other words, MBT is rather a sharp topographic boundary, just one of the many thrust faults that affect the non-metamorphic region. In the east, at the Margala Hills (*Figure 1*) the northern unit is composed of stacked imbricates and is thrust over the North Potwar Deformed Zone (NPDZ), yet another thrust imbricate zone (TREOLAR et al. 1992, JASWAL et al. 1997, JADOON et al. 1997). In this region, the amount of overthrust along MBT can be quite significant (see TREOLAR et al. 1992 and later). In the west (*Figure 2*) the mainly Mesozoic rocks above MBT are thrust over the Kohat Plateau, where mostly Eocene rocks with their Miocene molasse cover are exposed (VESTRUM et al. 2011). However, the Mesozoic is preserved beneath the Palaeogene. In the westernmost part a nappe, Kurram unit, is found above the Mesozoic–Palaeogene (*Figures 2, 3*). This is composed of deep marine, mostly turbiditic sediments.

Even further south the Main Frontal Thrust (MFT) indicates a zone of southernmost thrusts which put Late

Precambrian–Eocene sediments against their southern Plio-Pleistocene foredeep (*Figure 2*; YEATS et al. 1984, GRÉLAUD et al. 2002, GHANI et al. 2018). A continuous mountain chain (*Figure 1*) composed of the Trans-Indus Salt Range, the Surghar Range and the Salt Range mark the southernmost edge of large thrusts. The Kohat and Potwar Plateaus provide the hinterland to this mountain chain and travel on their back towards the south. The trace of MFT is curvilinear, forming several syntaxes. The fault can be followed from the Kirthar Range until the eastern termination east of Khewra (*Figure 1*). The southernmost foreland seems only slightly deformed and covered by very young (Pleistocene) sediments (YEATS et al. 1984, MEIGS et al. 1995, QAYYUM et al. 2015).

General stratigraphy

South of the Panjal–Khairabad Thrust the stratigraphy of the Indian shield is rather uniform (GEE 1980). The first sediments on crystalline basement are a Late Proterozoic–earliest Cambrian rock salt formation (Salt Range formation; *Figure 3*) hosting one of the earth's oldest salt mines at Khewra and at the origin of the worldwide sold 'Himalayan salt'. This ductile rock is found at the basis of the southernmost thrusts of the Salt Ranges and provides a perfect detachment zone in the Potwar Plateau as well. It might be present in other parts (e.g. beneath the Surghar Range and Kohat Plateau) but not proven yet. The salt formation is overlain by a sequence of Cambrian continental–shallow marine formations including sandstones and dolostones. The Cambrian formations can be 500–100 m thick (thickness being modified by salt tectonics; GHAZI et al. 2014).

After a long break in sedimentation and an unconformity, Permian glacial sandstones, tillites and conglomerates, then carbonates are deposited, to be followed by an apparently concordant sequence of Triassic–Jurassic–Cretaceous rocks (GHAZI et al. 2014). The individual formations may follow local hiatuses. However, a repetitive sequence of sandstones, marls, shallow water carbonates is regularly observed as controlled by eustatic sea level oscillations at the northern passive margin of the Indian plate.

A major unconformity with locally deep cutting erosion is observed in the Palaeocene. This unconformity probably indicates the first collision episode of the Indian margin with the Kohistan arc (TREOLAR et al. 1992). It erodes sediments towards the SE, so the Mesozoic and partly the Permian are missing in SE Potwar (GHAZI et al. 2014). The unconformity is overlain by sandstone, limestone and deep marine shale-marl deposited in a foredeep basin. The basin topography is gradually filled up by Eocene shale, clay, evaporite and several levels of shallow water limestone. The most prominent is the Kohat Limestone that forms smaller mountains and ridges in the Kohat Plateau(VESTRUM et al. 2011).

The total thickness of Permian to Palaeogene is 1 500–2 000m in Kohat Plateau (VESTRUM et al. 2011), while it is reduced to 500–200 m in the Potwar Plateau and Margala Hills. Locally, Palaeogene may thicken in Kohat because of tectonic reasons (GHANI et al. 2018).

Again a major break and an unconformity is observed at the top of Eocene (*Figure 3*). (Oligocene)–Miocene–Pliocene–Pleistocene continental sediments are deposited locally in huge thickness (in excess of 6–7 km) on top of the older formations (GHAZI et al. 2014). Most of these sandstones-shales-conglomerates have fluvial origin and gradually fill up the subsiding Himalayan foredeep. The formations are diachronous and show strong lateral thickness variations (GRÉLAUD et al. 2002, GHAZI et al. 2014). Dating was mostly done on the basis of palaeomagnetic zonation, calibrated by rare radiometric ages of tuff horizons and even rarer fossil record (JOHNSON et al. 1982, 1986; MEIGS et al. 1995; GRÉLAUD et al. 2002); Eocene oldest ages for this molasse (BOSSART & OTTINGER 1989) have been revised to be at least Oligocene or younger (NAJMAN et al. 2002). The Murree Formation, the oldest member of the molasse is generally assumed to range from 22 Ma to 18 Ma (e.g. JOHNSON et al. 1982, MEIGS et al. 1995, GRÉLAUD et al. 2002); this formation occupies most of the Hazara syntaxis core area as well as the mountains immediately SE of the Margala Hills (*Figure 2*). It is also present in limited thickness in the Kohat Plateau. The overlying Kamlial Sandstones range until 14–13 Ma (JOHNSON et al. 1982, GRÉLAUD et al. 2002). This formation is exposed in the cores of folds north of Soan syncline in Potwar and on fold limbs in Kohat Plateau (*Figure 2*). The Chinji red shale-clay is discordantly overriding older molasse as well as eroded older sediments. This is the first Miocene cover on the Surghar and the Salt Ranges (MEIGS et al. 1995, GHANI et al. 2018). Its age spans to 10.8–10 Ma (JOHNSON et al. 1982, GRÉLAUD et al. 2002). The overlying Nagri and Dhok Pathan Formations span until 8.8–7.9 Ma and 5.7–5.1 (JOHNSON et al. 1982, GRÉLAUD et al. 2002). The youngest Soan Formation and local conglomerates, silts are Late Pliocene–Pleistocene in age.

Eastern Surghar Range

Surghar Range (*Figures 1, 2, 4*) is an exposure of Permian–Eocene rocks, topped by the Miocene molasse, that are all overthrust to the south on top of Plio–Pleistocene molasse (underlain by the same stratigraphy as the Hangingwall; DANILCHIK & SHAH 1987, GHANI et al. 2018). The range is composed of three different segments: the Makarwal segment of N–S, the Surghar segment of E–W and the Western Salt Range segment again of N–S orientation (*Figure 4*). The latter is composed of individual lobes: the Gundi and Mussa Khel Lobes (MCDOUGALL & KHAN 1990, GHANI et al. 2018; *Figure 1*). Along the range Jurassic–Eocene sediments are exposed in the higher mountain part. They are overridden by Late Miocene Chinji and Nagri Formations; younger terms of the molasse are also present further north and in the east, i.e. on the western Potwar Plateau (DANILCHIK & SHAH 1987). Cambrian–Palaeozoic formations are only exposed in the Western Salt Range,

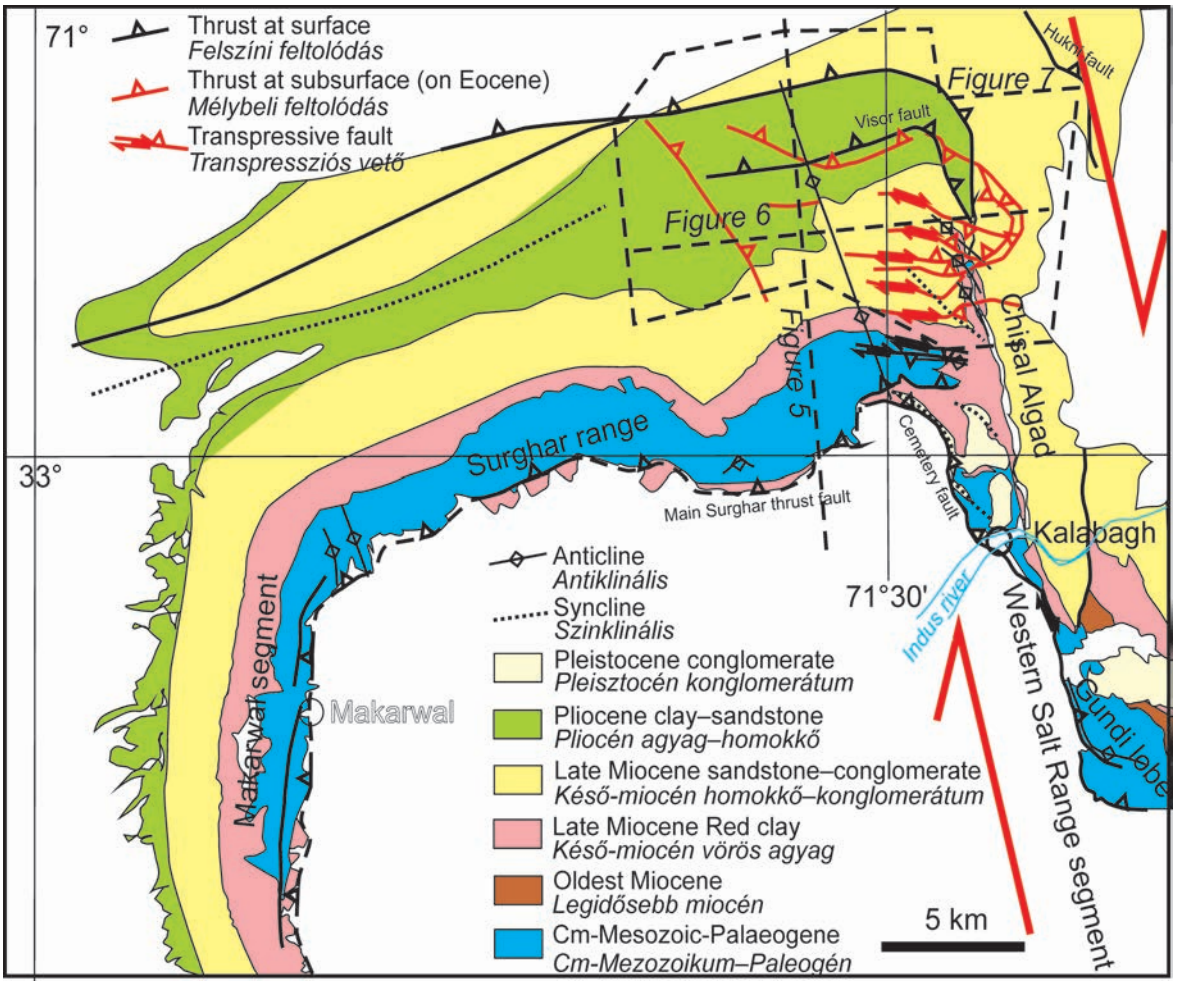


Figure 4. Simplified geological map of the Surghar Range, Western Salt Range area, after GEE (1980), DANILCHIK & SHAH (1987), own observations. locations of later figures in stippled lines

4. ábra. *A Surghar Range – Western Salt Range terület egyszerüsített földtani térképe, GEE (1980), DANILCHIK & SHAH (1987), nyomán, saját megfigyelésekkel módosítva. Későbbi ábrák helyei szaggatottal jelölve*

while Permian–Triassic is exposed locally at the NW corner, between the Makarwal and Surghar segments. In other places the deepest exposed stratigraphic term is Jurassic (GEE 1980, DANILCHIK & SHAH 1987). According to own observations in both the Makarwal and the Surghar segments, the formations are folded into tight, eastward and southward facing folds with Jurassic cores. The inward limbs are subvertical to overturned; even Eocene, eventually also Late Miocene Chinji Formation take part in this folding. Thrusts are either not exposed, or not evident on the surface; only a small portion at the central southern part of Surghar segment may expose the main thrust. In most of the range the main thrust (see later) remains blind and buried close to the surface (*Figure 4*).

In the eastern termination of the Surghar segment there are two relaying ranges of Palaeozoic–Eocene succession locally underlain by the Cambrian Salt Range formation. The northern one terminates by an anticline plunging to the east; cut in the north by a steep E–W fault. The southern exposure, near Kalabagh has a main NW–SE orientation and is overlain by Miocene molasse. However, both are eroded and overlain by a Pleistocene conglomerate (GEE 1980, YEATS et al. 1984, MCDOUGALL & KHAN 1990, GHANI et al. 2018). All these structures are flanked from the SW by the 'Cemetery fault' (*Figure 4*; same authors). A smaller set of exposures is found in the continuation of this rock body south of Indus river, then terminates in a lenticular shape.

Further south another lenticular shape body is found in the direct continuation: the Gundi Lobe (*Figure 4*). While the Kalabagh lens is very tightly and complexly folded, the Gundi Lobe exhibits a tight, but simple anticline with a southern steep limb. In most maps (GEE 1980, DANILCHIK & SHAH 1987, MCDOUGALL & KHAN 1990, GHANI et al. 2018) this is underlain by a SW-facing thrust. Yet another exposure of Palaeogene strata is found in an imbricate directly beneath and south of the former thrust-fold structure.

In simple terms all the structures and formations seem to curve southwards, towards the Western Salt Range segment. The change in orientation occurs near the city of Kalabagh, at a spectacular break-through of the Indus river. Longer fault segments on the western side of the Western Salt Range segment run NNW–SSE. The fault between the

Kalabagh and Gundi lenses apparently continues northwards in a topographic low, called Chisal Algad (*Figure 4*), along which several small exposures of Salt Range salt plugs occur (GEE 1980, YEATS et al. 1984, MCDOUGALL & KHAN 1990, GHANI et al. 2018). All authors suggest that the whole N–S oriented zone, from Chisal Algad to the Western Salt Range segment was a major Pleistocene right lateral shear zone (GEE 1980, KAZMI & RANA 1982, YEATS et al. 1984, MCDOUGALL & KHAN 1990, AHMAD et al. 2010, GHAZI et al. 2014 and their Figure 11, GHANI et al. 2018, their Figures 3, 12; CRAIG et al. 2018, their Figure 5), According to this interpretation a lateral ramp was generated along Chisal Algad and its due south continuation that right laterally offset the Kalabagh and Gundi Lenses with respect to each other. The so defined Kalabagh Fault accounts for more than ten km right lateral offset (varying according to authors). Most authors (e.g. MCDOUGALL & KHAN 1990, AHMAD et al. 2010) continue the Cemetery Fault northwards into a 'Surghar Fault' (not displayed on *Figure 4*) that runs until the eastern tip of the northern Cambrian–Eocene exposure. According to them the Kalabagh lens was again right-laterally offset along the 'Surghar Fault' from the northern exposures.

MCDOUGALL & KHAN (1990) described field exposures in detail, yet they did not find any exposed trace of a major right lateral fault. On the other hand, they did find several east-dipping thrusts offsetting even Quaternary conglomerates and steeply dipping Pliocene sediments.

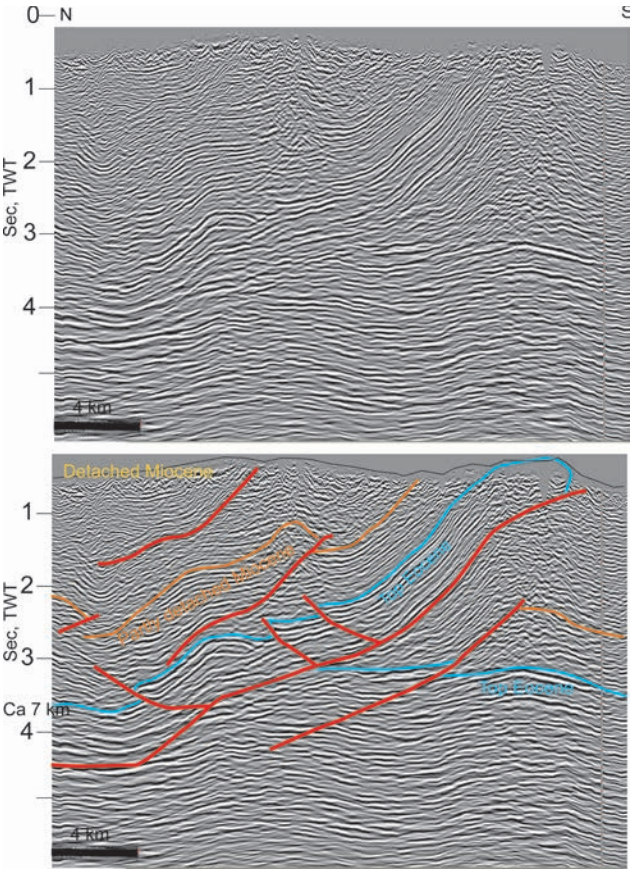


Figure 5. N–S 2D seismic section across Surghar Range; uninterpreted and interpreted time sections. TWT = Two-way travel time. For location see *Figure 4.* Red indicates interpreted faults

5. ábra. *É–D-i 2D szeizmikus időszelvény a Surghar-hegyláncon keresztül, értelmezetlen és értelmezett változat. TWT = kétutas futási idő. A szelvény helyzete a 4. ábrán. A vörös vonalak feltolódásokat jelölnek*

Own observations

Petroleum exploration in the region, and in the very corner in question produced helpful seismic sections, 3D cubes in a structurally very interesting area. In the following a N–S oriented, and an E–W oriented seismic section is shown, together with a time slice of a 3D cube.

The N–S oriented section (*Figure 5*) shows the Surghar Range hangingwall as a tabular slab with minor internal deformation, that is pushed onto its young foreland. There may be smaller local thrusts within the older formations of that foreland, close to the basal thrust of Surghar. However, due to a possible velocity-pull-up effect, the amount of imbrication and local uplift within the foothill zone is hard to estimate. The slab-like behaviour of the hangingwall geometry suggests a ductile detachment, i.e. possible presence of Salt Range formation (in spite of the fact, that it is not exposed anywhere in Surghar–Makarwal segments). The major thrust fault propagates upwards, but based on mapping it is not exposed; therefore, it should run blind along a shallow detachment within the Plio–Pleistocene. The tight, southwards overturned folds seen in surface sections are not imaged by seismic because of technical limitations; they are drawn on the figure based on surface observations. There may be smaller thrusts both towards the south and towards the north on the back-limb of the thrust. Some of these are quite steep and form WNW–ESE linear segments with varying offsets in the eastern part of the 3D area (*Figure 4*; such faults are not seen on *Figure 5* since they are found east of the section trace). Because of their steep dips it is suggested that these are transpressional faults. Right lateral offsets (shown on *Figure 4*) are just indicative because true offsets other than thrusts could not be revealed.

There are several folds, associated thrusts that can be interpreted within the Miocene succession (*Figure 5*). It seems that there are at least two detachment horizons within Miocene: one at its base (possibly Chinji Fm); another higher in the section (possibly higher in Nagri Fm see *Figure 3*). The surface structural expression of faults and thrusts might be entirely detached from the Cambrian–Eocene level structures (*Figure 5*). This is also suggested by the map (*Figure 4*), where the surface structures (in black) do not correspond at all to the ones mapped on the top Eocene of the backlimb of the Surghar slab (in red).

The E–W section (*Figure 6*; taken from the 3D cube) shows surprising features. First, it displays a regional fold with roughly N–S axial trace just north of the eastern lobe of Surghar segment (*Figure 4*). This anticline can be followed not only in pre-Eocene but also in Miocene formations as

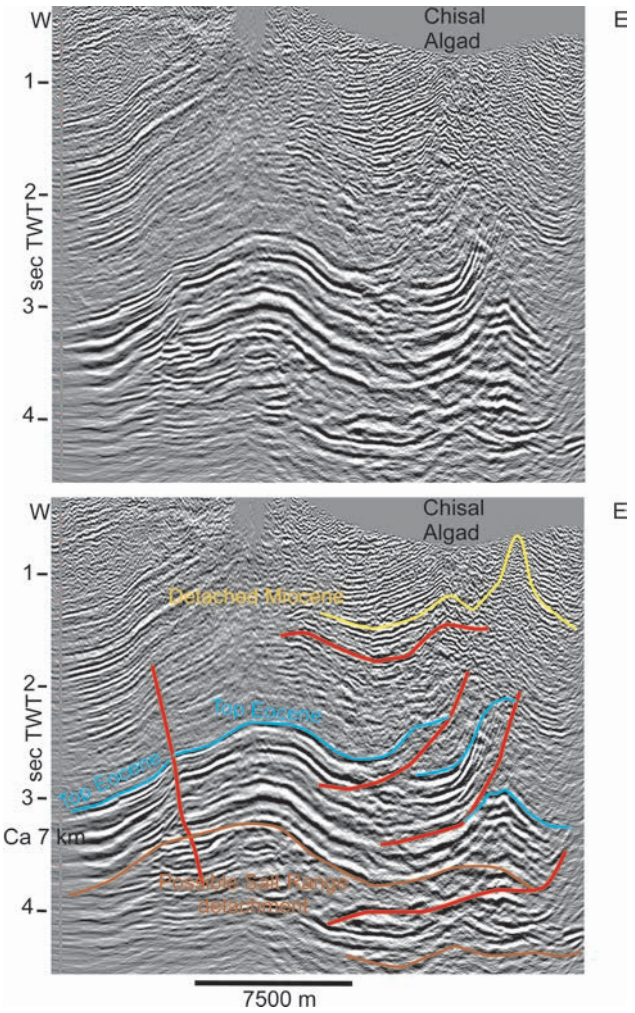


Figure 6. W–E 3D seismic section across northern limb of Surghar Range; uninterpreted and interpreted time sections. For location see *Figure 4.* Red indicates interpreted faults

6. ábra. *Ny–K-i 3D szeizmikus időszelvény a Surghar-hegylánc északi lejtőjén. A szelvény helyzete a 4. ábrán. A vörös vonalak feltolódásokat jelölnek*

well (*Figure 6*), therefore it should be a young feature. The anticline is also clearly seen by a minimal recess within the eastern termination of Surghar segment (*Figure 4*). All structures, main Surghar Fault and Cemetery Thrust included are gently bent by this fold of NNE–SSW axial trace.

The eastern limb of this anticline (*Figure 6*) shows two imbricates with eastern vergency; Eocene and older rocks are clearly thrust on top of each other. Moreover, in the easternmost part a deeper anticline within Eocene and older rocks are also seen. This deeper structure is clearly along the strike of the surface Western Salt Range segment. To be noted is the strong discrepancy between surface structures (tight anticlines in Chisal Algad region) and those in the underlying Cambrian–Eocene succession. At least one detachment in Miocene can be inferred (*Figure 6*). There is also no direct link between the surface and deep structures; presence of salt plugs within Miocene in Chisal Algad should be the result of salt extrusion and rise along a combination of faults in the lower and detached Miocene sections.

On the western limb of the anticline a steep thrust fault with NNW–SSE orientation is seen (*Figure 6*). This fault has varying offsets and since it does not interrupt surface exposures (*Figure 4*), it is inferred to die out towards the south. However, this fault cannot be mistaken with the earlier proposed Kalabagh Fault.

The most surprising in the E–W seismic section (*Figure 6*) is the lack of any interruption, break, change in seismic reflection character along the main valley, Chisal Algad, the proposed trace of the regional, deep seated Kalabagh Fault. Instead, Miocene reflectors above the two imbricates clearly suggest a tight anticline made of young rocks (*Figure 6*). These tight anticlines are also interpreted on the map (*Figure 4*) as a set of en echelon folds with NNW–SSE orientation.

The time slice (*Figure 7*) shows the above described structural features in a map-view section. One can clearly identify the major, regional anticline (with a local imbricate structure in the north, see also *Figure 4*) and the two east-vergent imbricates (*Figure 7*) that have both a curvilinear, northwards flexed thrust surface. These eastwards thrust faults have a different map view (*Figure 4*) because the map

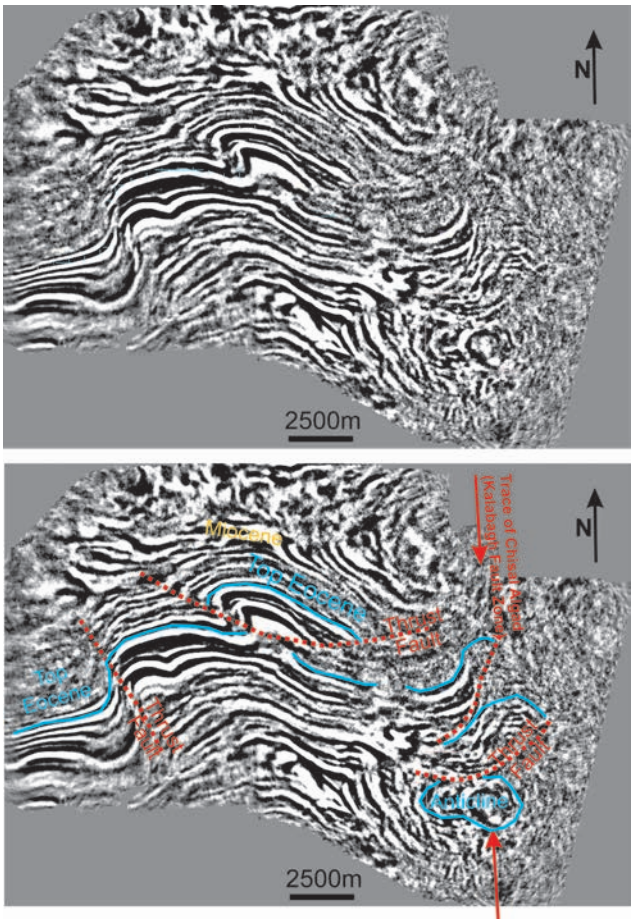


Figure 7. Time slice at 2.9 seconds from 3D cube, uninterpreted and interpreted versions. Location on *Figure 4*. Note the absence of any deep-seated interruption, break along the trace of Chisal Algad valley, the supposed trace of Kalabagh Fault (red arrows). Red stippled lines indicate interpreted thrusts

7. ábra. *2,9 secundumos időszelet a 3D tömbből, értelmezetlen és értelmezett változat. A szeizmikus felületen a vörös nyíllal jelölt csapásban (Chisal Algad-völgy) semmilyen mélyre hatoló lineáris, törésszerű elem (Kalabagh törés) nem látható. A szaggatott vörös vonalak az értelmezett feltolódásokat jelölik*

shows the fault cut-off at Top Eocene level and not at horizontal (i.e. iso-time) as the time slice. A smaller elliptical outline of the fold located at the deeper eastern part of *Figure 6* is also seen to the south of the top-eastward imbricates. We can also see in the south-easternmost area, that the Surghar Range exposed part will curve southwards as the surface geology (*Figure 4*) suggests.

Again, the most surprising is that there is no apparent major boundary, break, offset along the proposed trace of the Kalabagh Fault that should be a deep-seated, regional lateral ramp (GEE 1980, KAZMI & RANA 1982, YEATS et al. 1984, MCDOUGALL & KHAN 1990, AHMAD et al. 2010, GHANI et al. 2018).

A closer look at the surface geology of the area (*Figure 4*) suggests that some deep structures are not detached from their Miocene cover. In the NW corner of Surghar Range, between the Makarwal and Surghar segments the Palaeozoic–Eocene rocks, together with their direct Miocene cover both curve southwards towards Makarwal. It is interesting to note that in the internal, southern part of the curvature the Permian–Triassic–Jurassic strata are taken into N–S axial trace folds (*Figure 4;* DANILCHIK & SHAH 1987). In the southeastern portion between the Surghar and Western Salt Range segments Cambrian and its Miocene cover also turn southwards together. However, in the NE part of the map, along Chisal Algad, one can observe that red Late Miocene clay (Chinji Fm), the oldest term of Miocene cover, turns northwards across a syncline and forms a series of tight anticlinal cores (*Figure 4*). In the very heart of these, two tiny exposures of Cambrian salt occur. These tight anticlines are probably detached from the eastwards facing Eocene-older imbricates at depth (*Figsures 4, 6*). The eastern side of the valley consists of Late Miocene–Pliocene formations in the cover of the red clays. Although there might be minor offset along local faults, no major, regional and pluri-kilometric fault is needed to explain the geology. In short, the regional, deep-seated Kalabagh Fault is not needed.

In the north, north of Chisal Algad the map (*Figure 4*) shows a series of curvilinear thrust faults that repeat parts of the Miocene section (Visor Fault system; DANILCHIK & SHAH 1987) or that cut up from the Eocene and die out in Miocene (Hukni Fault; GHANI et al. 2018). The eastern termination of both faults curve southwards. Since the southwards curvature is apparently coherent with a southwards advancing Salt Range frontal thrust with respect to a trailing Surghar frontal thrust, most authors (GEE 1980, KAZMI & RANA 1982, YEATS et al. 1984, MCDOUGALL & KHAN 1990, AHMAD et al. 2010, GHAZI et al. 2014, GHANI et al. 2018) suggest that their proposed Kalabagh Fault should run along the Chisal Algad and be linked to the southwards flexed tip of Visor and/or Hukni (or only Visor) thrust faults. On the seismic (mostly on E–W lines, but not on *Figure 6*) the Visor fault can be indeed seen as a geometric unconformity within the Miocene. This is a relatively flat thrust that cannot be directly rooted into any mapped structure in the Cambrian–Eocene sequences. Eventually the limits of 3D volume do not enable to further detail that question.

Summarising the observations in this sector (*Figure 4*), there are obvious indications of major N–S shortening, like the basal thrust along the Surghar segment. However, beside this (general) southwards structural transport there are multiple structures formed by E–W (ENE–WSW) shortening. In short, the local structures suggest much more folding of an originally more linear or slightly undulating orogen, than major right lateral or left lateral fault offsets along the N–S segments. Near Kalabagh and in particular along Chisal Algad, no regional, deep- or even shallow-seated fault could be observed and indeed, it is not needed to adequately explain the surface and deeper geological structures. On the eastern limb of the N–S trending fold a localised series of steep transpressive faults with E–W orientation are found in a wider zone with N–S orientation, along the Chisal Algad. A potential explanation for this zone is given in the Discussions.

Eastern end of Potwar Plateau and of Margala Hills

The region consists of four quite distinct geological areas (*Figure 8*): 1) the Margala Hills (BURG et al. 2005), limited to the south by the Main Boundary Thrust (MBT); 2) the North Potwar Deformed Zone (NPDZ; JASWAL et al. 1997; JADOON et al. 1997, 1999) south of MBT and north of the Soan syncline; 3) the Salt Range and its northwards limb, comprised between the Soan syncline and the Salt Range boundary thrust (GRÉLAUD et al. 2002), 4) finally the Hazara syntaxis, which is found to the east and north of the former areas (BOSSART et al. 1988).

1) Margala Hills is a range gradually elevated from west to east up to 3 km asl (*Figure 1*). It is composed of Jurassic–Eocene sediments, underlain by Late Proterozoic–Early Cambrian shales, the lateral equivalents of Salt Range formation (e.g. BURG et al. 2005). The Eocene succession terminates by the red Kuldana shales that may form a detachment. The Palaeocene Patala Shale may form an additional detachment (*Figure 3*). The sedimentary contact of Palaeozoic and Jurassic is preserved in a northern unit, which has the same characteristics as the Margala Hills s.str, but which are found north of the Hazara–Natia Gali Thrust (*Figures 8, 9;* BURG et al. 2005). For some (e.g. TREOLAR et al. 1992) the Margala Hills are composed of stacked imbricates; for some others (e.g. BURG et al. 2005) one single unit builds up the area.

The exposed rocks are very intensely deformed; this is expressed as map scale folds and thrusts of different size (LATIF 1968) to outcrop scale folds of different orientations. BURG et al. (2005) give at least three different axial orientation for these folds: ENE–WSW; NW–SE and N–S. These measurements coincide with our observations (*Figure 9*). Faults are rarely exposed, nevertheless BURG et al. (2005) were able to reconstruct palaeo-tensors for 16 of their sites (the others did not satisfy their calculation criteria). Coinciding with fold directions, the main sigma1 orientations were: NNW–SSE to NE–SW and E–W; with several strike slip type stress tensors. These authors emphasised the importance of transpression and imagined the Margala Hills as

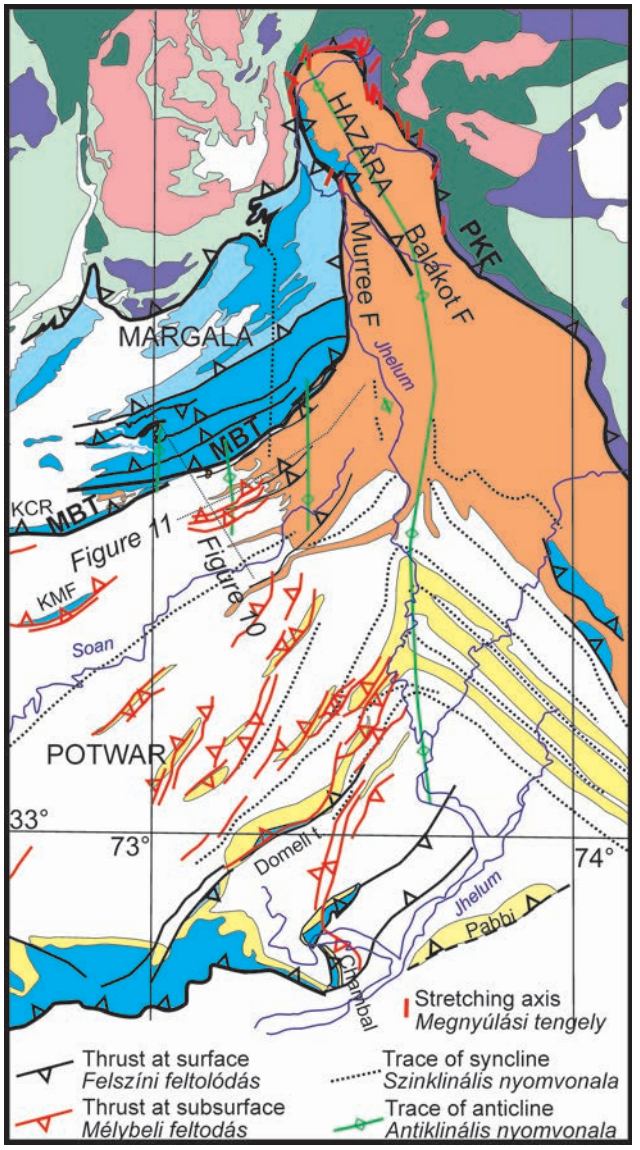


Figure 8. Blow-up geological map of the Margala Hills, Potwar, Hazara and Salt Range area. simplified and modified after CALKINS & OFFIELD (1974), BOSSART et al. (1988), BURG et al. (2005), QAYYUM et al. (2015) and GHAZI et al. (2014), incorporating a manuscript map of S. AHMAD

PKF = Panjal-Khairabad Fault; MBT = Main Boundary Thrust; KMF = Khari Murat Fault; KCR = Kala Chitta Range. Later figures marked as thin stippled lines. Red sticks around the Hazara syntaxis indicate long axes of strain ellipsoids measured by BOSSART et al. (1988)

8. ábra. *A Margala Hills, Potwar, Salt Range és a Hazara szintaxis egyszerűsített földtani térképe CALKINS & OFFIELD (1974), BOSSART et al. (1988), BURG et al. (2005), QAYYUM et al. (2015) és GHAZI et al. (2014) nyomán, S. AHMAD kéziratos térképét felhasználva*

PKF = Panjal-Khairabad Fault; MBT = Main Boundary Thrust; KMF = Khari Murat Fault; KCR = Kala Chitta Range. Későbbi ábrák helyszíne vékony szaggatott vonallal. A Hazara-ív körüli vastag vörös pálcák deformációs ellipsziodok hossztengelyeit jelölik BOSSART et al. (1988) alapján

a series of pop-up structures (BURG et al. 2005, their Figure 3) with relatively small allochthony.

Pre-Miocene rocks are overthrust towards the south onto the (Oligo-)Miocene molasse along the Main Boundary thrust (TREOLAR et al. 1992, BURG et al. 2005). The amount of overthrust is debated: in the order of 100km (TREOLAR et al. 1992) or just a couple of tens of km (BURG et al. 2005). MBT may have different dips: it can be locally subvertical or even overturned, as also documented by BURG et al. (2005, their Figure 3) and our own observations. MBT runs at the northern outskirts of Islamabad, where it is expressed as the sudden rise of the mountain belt. Further east the topographic expression is less pronounced. However, east of Murree city MBT turns to north and then to NNW–SSE orientation, where it is called Murree Fault and forms a sharp, subvertical surface with oblique-horizontal scars along the boundary to the Oligo-Miocene (*Figure 8;* BURG et al. 2005). General understanding (KAZMI & RANA 1982, BOSSART et al. 1988) suggests that the N–S portion of the fault (Murree Fault) is in fact a lateral ramp, linking the frontal parts of Margala Hills to the northern thrusts of Hazara syntaxis.

2) On the surface the NPDZ (*Figures 2, 8*) is characterised by vast exposures of the Murree and Kamlial Formations (*Figure 3*), the oldest terms of Miocene molasse. These are frequently crossed by ENE–WSW striking thrusts and are affected by ENE–WSW axial direction folding (*Figures 8, 9*). A narrow long belt of similar orientation made of a major Eocene cored fold, the Khari

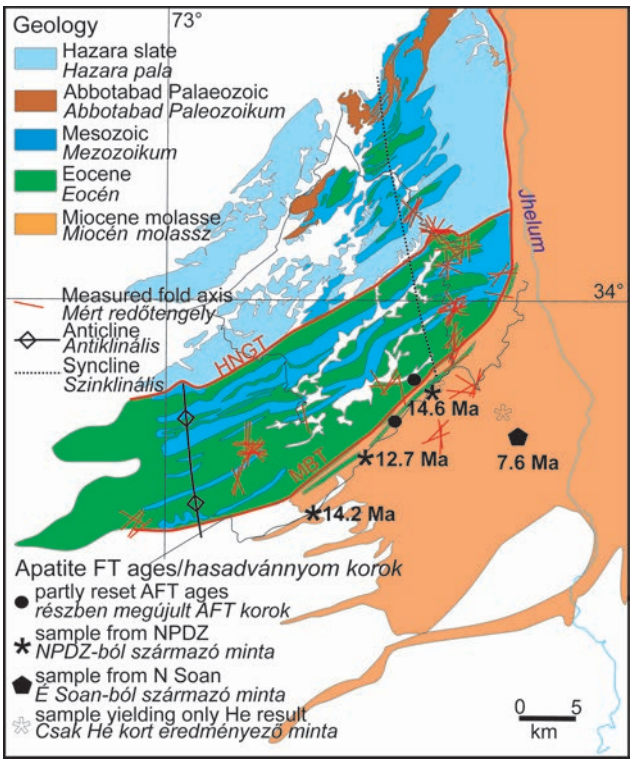


Figure 9. Simplified geological map of the Margala Hills and immediate southern foothills after LATIF (1968), incorporating a manuscript map of S. AHMAD

HNGT = Hazara-Natia Gali Thrust; MBT = Main Boundary Thrust. Red sticks mark own fold axis measurements; data collected by L. CSONTOS, Á. SASVÁRI, T POCSAI, L KÓSA. Note the presence of N–S trending outcrop-scale folds. Same lithology key as for *Figure 2*

9. ábra. *A Margala Hills és közvetlen deli előtere egyszerűsített földtani térképe.*

HNGT = Hazara-Natia Gali Thrust MBT = Main Boundary Thrust; A vörös vonalak feltárásokban mért redőtengelyeket jelölnek by CSONTOS L., SASVÁRI Á., POCSAI T., KÓSA L. mérései alapján. Megjegyzendő az É–D-i tengelyű redők jelenléte. A kőzet-jelkulcs megegyezik a 2. ábráéval

Murat Range, is exposed in the middle of this zone (*Figures 2, 8*). Taking subsurface information (just west of our *Figure 10*) into consideration NPDZ was described as a stack of imbricates or a duplex structure by JASWAL et al. (1997, their Figure 7), JADOON et al. (1997). The zone is formed by thin slices of the Cambrian–Eocene succession together with their Miocene cover; however, the same authors also suggest some detachment within the Miocene. A very similar structure was described across the Khari Murat Range by JADOON et al. (1999). However, the proposed imbricates beneath the exposed Khari Murat Range were subsequently not confirmed by drilling. All authors dealing with NPDZ suggested the existence of a major backthrust on the northern limb of the Soan syncline. This should have acted as a hangingwall-backthrust to form a triangle zone beneath (JASWAL et al. 1997, JADOON et al. 1999).

3) Salt Range is a long and wide set of Cambrian–Palaeozoic–Eocene exposures, onlapped by Late Miocene–Pliocene, locally Pleistocene molasse (JOHNSON et al. 1982, GRÉLAUD et al. 2002, QAYYUM et al. 2015). On the northern back-limb the Late Miocene–Pliocene forms the gentle Potwar Plateau, taken into local folds; the latter being more and more frequent towards the east (*Figure 8*). The huge Soan syncline forms the northern regional structure to this area. The southern edge is built of an escarpment made mostly by the Cambrian Salt Range formation and its Palaeozoic cover. The basal shear zone is composed of salt (GRÉLAUD et al. 2002 and references therein). This basal shear zone terminates east of Khewra as a dead-end (QAYYUM et al. 2015; *Figure 8*). The Palaeozoic–Eocene exposures are closed by a complex set of exposures. The eastwards end of Salt Range is apparently flexed towards the NNW into the Chambal Range (*Figure 8*) then it is flexed towards the NE (TREOLAR et al. 1992, QAYYUM et al. 2015), some flexing being supported by palaeomagnetic data (TREOLAR et al. 1992). The structure was analysed in detail by QAYYUM et al. (2015). According to their interpretation, the transversal Chambal segment was formed along a local lateral ramp oblique to the main Salt Range thrust. These authors also mention the Pabbi Fault (*Figure 8*) that runs in due continuation of the Salt Range trend but does not expose the older strata.

There is a set of NE–SW trending tight folds composed of Late Miocene–Pliocene formations on the eastern margin of this area. These structures were intensely explored for Petroleum (JADOON et al. 2015, their Figure 1). These were interpreted as deep imbricates or duplexes, similar to other parts of the NPDZ, although their transpressional character was also recognised (e.g. QAYYUM et al. 2015, their Figure 10). The core of these folds is composed of Cambrian–Eocene strata, overlain by Miocene molasse. However, at least one detachment within the Miocene is possible and locally active; therefore the folds at surface do not necessarily fully represent the structure at depth (*Figure 8*).

4) The Hazara syntaxis has a curvilinear shape with an ENE–WSW oriented northernmost portion (CALKINS & OFFIELD 1974, BOSSART et al. 1988; *Figure 8*). There are two thusts parallel to each other, but both affect the same lithostratigraphic units with identical, weakly metamorphic Permian–Early Mesozoic rocks, mostly volcanites. CALKINS & OFFIELD (1974) defined a small unit in the NE corner of the syntaxis that exposes Mesozoic rocks with Margala affinity. This zone was described by BOSSART et al. (1988) as a 'mélange' zone, with the understanding of a sheared unit of Mesozoic rocks (*Figure 8*). As opposed to the overlying Permian–Early Mesozoic, this unit might belong to a different structural unit (see later).

All around the syntaxis crystalline and Mesozoic rocks are thrust centripetally inwards over an Oligo–Miocene anchimetamorphic clastic succession (CALKINS & OFFIELD 1974, BOSSART et al. 1988; *Figure 8*). The originally interpreted Eocene ages of this molasse (BOSSART & OTTIGER 1989) were later re-examined and because of younger radiometric ages NAJMAN et al. (2002) reinterpreted the onset of Molasse sedimentation to not earlier than 25 Ma (Late Oligocene). The anchimetamorphic, cleaved clastic material in the centre gradually passes southwards to non-metamorphosed Lower Miocene Murree Molasses of the NPDZ. Near Muzaffarabad the molasse is underlain by Palaeogene and older rocks that are very similar to those exposed in the Margala Hills (BOSSART et al. 1988; *Figure 8*). This Palaeogene is uplifted along the SW-verging Balakot Thrust fault and is taken into an asymmetric fold, suggesting a top-SW transport (BOSSART et al. 1988).

BOSSART et al. (1988) measured strain ellipsoids in reduction spots of the Murree Formation. They suggested that deformation observed in the Murree Fm relates to a cigar-shaped strain ellipsoid with subvertical elongation and with a main flattening surface trending NNW–SSE. The two shortening axes were oriented ca NNW–SSE and ENE–WSW. Based on their strain measurements they suggested massive ENE–WSW shortening within the syntaxis, resulting in ductile folding of the Murree Formation.

They also measured strain ellipsoids mostly in the amygdales of Permian basalt in the overthrust nappes above the Murree Fm (*Figure 8*). These markers (that are born under weakly metamorphic conditions) seem to be parallel with the main local thrust and may be indicating shortening perpendicular to the main thrust surfaces. In the northern portion, where the chain turns ENE–WSW, these strain markers also seem to turn, although some depart from the exact trend of the main thrust fault. They interpreted this pattern as an indication of top SW and top SSE shear.

Own observations

A regional dip line across the Margala Hills-NPDZ area until the Soan syncline is presented (*Figure 10*). Two wells of more than 4 200 m (northern well) and 5 300 m (southern well) are projected from 5 and 6 km into the section. The northern well went through multiple repetitions of the Eocene–Mesozoic succession: after encountering a topmost normal then overturned succession of Eocene–Cretaceous of ca 1 300 m thickness, it drilled a normal sequence of Eocene marl and subordinate limestone with Palaeocene

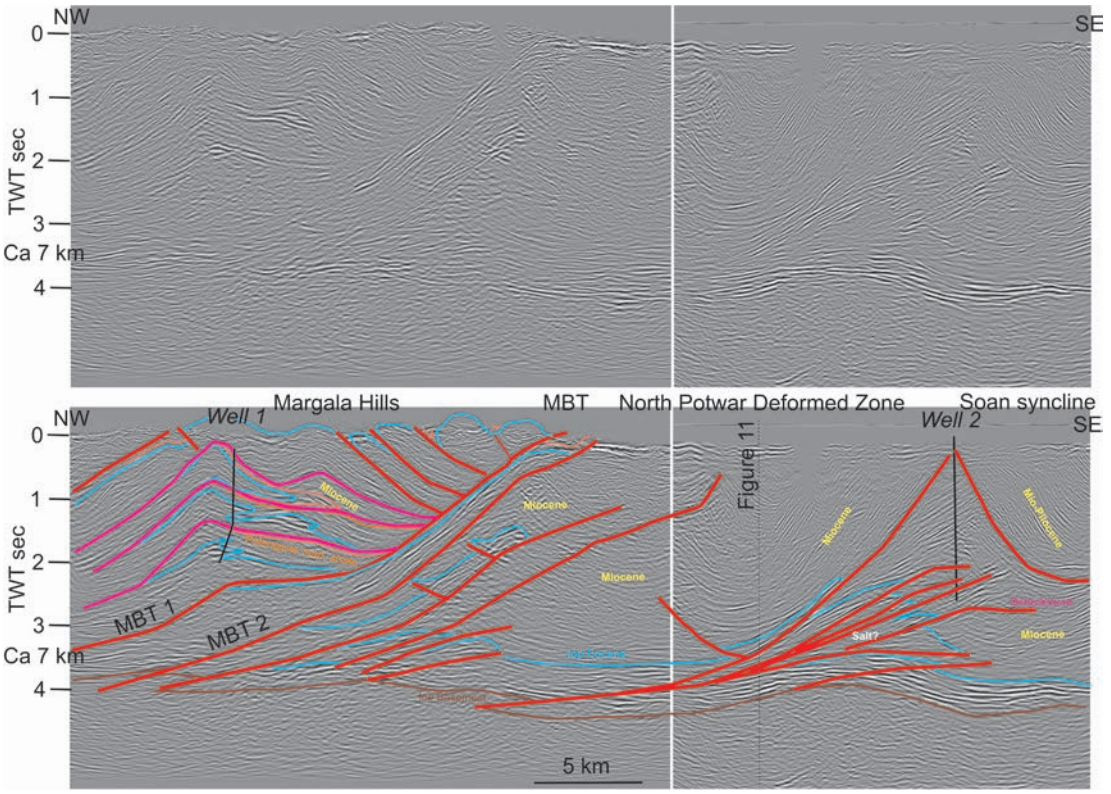


Figure 10. 2D seismic time section across Margala Hills and North Potwar Deformed Zone, uninterpreted and interpreted versions. MBT = Main Boundary Thrust. For location see *Figure 8*. Yellow indicates Miocene bed

10. ábra. *Szeizmikus szelvény a Fő-feltolódással párhuzamosan, attól délre. A szelvény nyomvonala a 10. ábrán szerepel. Ugyanaz a színkód, mint a 7. ábrán. A sárga egy miocén reflektort jelöl*

shale of ca 650 m thickness, then again a normal sequence of Eocene–Cretaceous of ca 1 500 m thickness with Palaeocene shales at bottom of this section in a potentially overturned position; finally a disturbed succession of Eocene marl and a repetition of thin units of Palaeocene shale, limestone and thin Cretaceous (ca 600 m thick). Steep dips with often chaotic pattern characterised the whole drilled section. This fact together with the many potentially overturned sections suggest that the whole drilled assemblage is composed of tight, flat-lying folds. This is compatible with observations at surface (see the outcrop pattern on *Figure 9*).

When comparing the well section to the seismic a strong disharmony is observed. The tight, recumbent folds might not be imaged by seismic because of technical limitations, however, the steep dips should be somewhat displayed. Instead, one finds rather continuous sets of reflectors forming a major antiformal stack (the core of which was drilled). There might be two approaches: a) the seismic is totally irrelevant and shows only artefacts; b) the seismic shows basic units and structures, however cannot resolve the small-scale perturbations experienced by the well. Since the seismic pattern is rather consistent throughout the Margala Hills area, we believe rather the second option is true. Therefore, the interpretation is adjusted to symbolically indicate the tight, flat folds which are themselves apparently re-folded into a major antiform.

Because of the sharp breaks and thrust faults observed in the northern well and also because of the excessive thickness of drilled sediments compared to the reduced original thick–ness, it is necessary to introduce large thrusts between the individual drilled sucessions. We believe at least 4 imbricate sheets are documented by the well (separated by violet thrust surfaces on *Figure 10*). The uppermost one was not drilled, but projects above the well sequence. It is interesting to note that the highest sheet has a high thickness near MBT because of multiple possible repetitions along south-dipping back-thrusts. Because of thickness relations, it is possible that a small wedge of Miocene molasse is also captured beneath the topmost imbricate. All these imbricate sheets are folded into the antiform. The lowermost imbricate is underlain by a major ramp-flat thrust that can explain formation of the antiformal stack. This fault cuts up to the mapped MBT trace, therefore it is suggested that this is indeed a branch of MBT. Large overthrust of minimum 20 km is proposed along this branch alone.

Below the described antiformal stack lies a rather tabular body indicated by continuous, strong reflections (*Figure 10*). Near surface, this unit projects to Upper Eocene units immediately south of MBT (*Figures 8, 9*). Towards the west this unit continues in the Kalachitta Range (*Figure 8*), yet another mountain with Margala Hills affinity Mesozoic. It is therefore proposed that the tabular body is in fact another branch of MBT, with considerable (ca 15 km) minimal offset.

Several other tabular units along steeper thrusts can be interpreted immediately beneath these branches of MBT (*Figure 10*). These may cut upwards from a smaller duplex structure at depth, however, the seismic definition of the latter is far from clear. These imbricates may explain some of the thrusts cutting through the Miocene section in this part of NPDZ (*Figure 8*). From the section it is not clear whether the thin Cambrian–Eocene succession is underlain by salt or not.

Further south the second well targeted a triangle zone proposed by JASWAL et al. (1997), JADOON et al. (1999) (*Figure 10*). In spite of the presence of strong reflectors in an antiformal pattern the well drilled only repeated Miocene molasse sediments; therefore this hypothesis needs some modification. Interpreting the section, a gentle upwarp is experienced at Basement and its immediate reflective Cambrian–Eocene sedimentary cover. However, this structure might be uniquely due to velocity-pull-up. The reflections above this warp are arranged in a fan-like pattern, very similar to the one interpreted in NPDZ by JASWAL et al. (1997). It is believed that this fan indicates an imbricate structure of Cambrian–Eocene sediments floating above a reflection-free zone that possibly represents the Cambrian salt sequence (*Figure 10*). In summary, an imbricate stack does seem to exist, however, it does not reach as high as proposed by earlier authors (JASWAL et al. 1997, JADOON et al. 1999). North and south of this structure two synclines are imaged in the Miocene succession. While the northern seems to conformably overly the proposed Eocene reflector, the southern one that is the Soan syncline seems to be detached from the Eocene along at least one detachment within the Miocene (*Figure 10*). Further, the reflection pattern also confirms the hangingwall-backthrust along the northern limb of Soan syncline, proposed by JASWAL et al. (1997) and JADOON et al. (1999).

A regional E–W 2D seismic line (*Figure 11*) parallel and immediately to the south of the MBT shows the E–W structure of the NPDZ until the supposed trace of Jhelum Fault (latter not being covered by the section). The topography rises towards the east, while the basement and its Cambrian–Eocene sedimentary cover (strong reflections near the base of section, *Figure 11*) seem to undulate and gently subside towards the east. Moreover, in the eastern portion of the line, westwards dipping reflectors within the basement suggest a set of east-vergent thrusts/imbricates within the basement. The section indicates that major folds with N–S axial trace do exist in the young Miocene cover (*Figure 11*). Some of those may be just oblique sections of top-south imbricates, but there are some that are clearly imaged by the Eocene reflector as well.

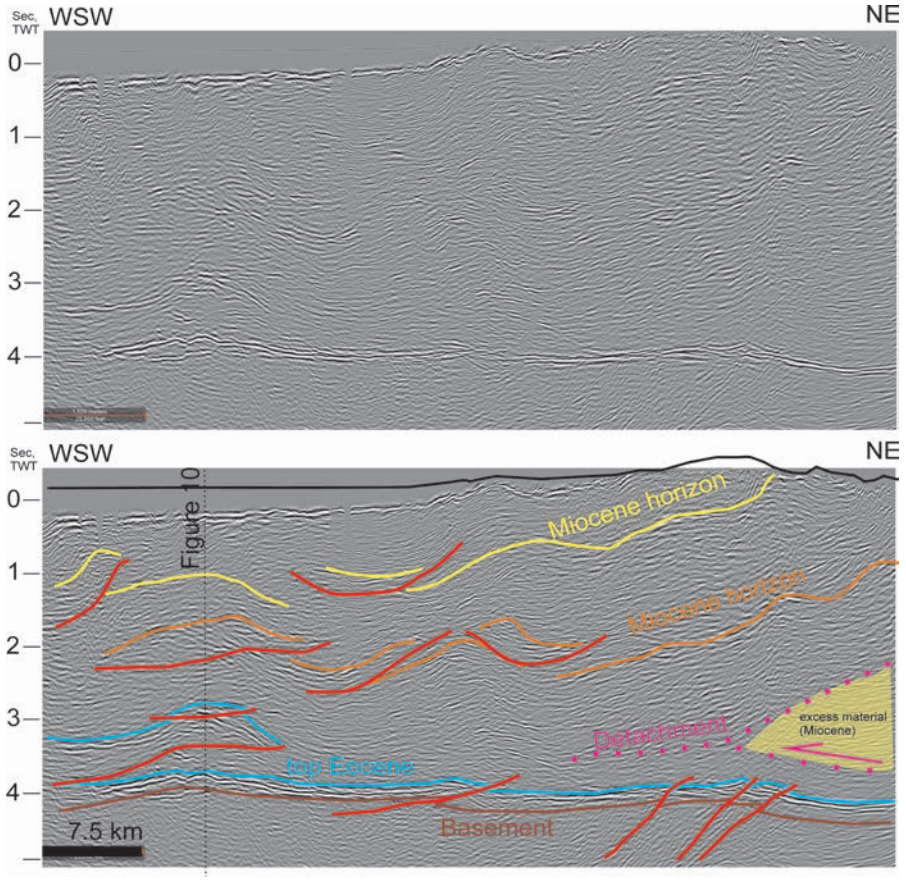


Figure 11. 2D seismic time section parallel to and south of Main Boundary thrust in North Potwar Deformed Zone, uninterpreted and interpreted versions. MBT = Main Boundary Thrust. Orange and yellow indicate different Miocene horizons. For location see *Figure 8*

11. ábra. *Szeizmikus szelvény a MBT feltolódással párhuzamosan, attól délre. Naranccsal és sárgával különböző miocén szinteket jelöltünk. A szelvény nyomvonala a 8. ábrán látható*

Together with topography Miocene horizons are also uplifted towards the east (*Figure 11*). These undulating horizons are then truncated by topography, so their uplift should have been even more important than the uplift deduced from topographic elevation. The geometry of eastwards subsiding basement and overlying Cambrian–Eocene cover and Miocene is not conformable (*Figure 11*). In other words, the upper and lower structures are clearly detached, and indeed there are multiple potential detachment horizons within shaly sequences of Miocene molasse. The space problem between the eastwards rising Miocene and eastwards subsiding Eocene basement may be resolved by a triangular shaped body, that could be a tectonically inserted excess mass of Miocene molasse, indicated by yellow shading on *Figure 11*. This mass could ride a west-vergent blind thrust (see later).

N–S axial trace folds can be also inferred from map analysis.

Margala Hills shows four way closed anticlines at its western portion (*Figures 8, 9*). They are aligned on a N–S trend and this trend also continues at subsurface, at a set of imbricates (*Figure 8,* southern-central part) that are also folded in an E–W direction (see the anticline in top Eocene *Figures 8, 11*). Another N–S trending anticline may be outlined further east, but its trace is not as certain as the previous one (*Figure 8*). Finally a regional N–S syncline can be proposed in the Hazara–Natia Gali thrust unit, where Mesozoic is preserved in a four way closed synclinal zone (*Figure 9*).

Figure 8 shows structures at surface and subsurface. Naturally, this cannot reflect all the subsurface structures, because parts of the area are not accessible, adequate seismic material is not available or simply not known to us. However, the displayed subsurface structures seem to be on trend and following the surface structures, most importantly the anticlines within Miocene molasse. However, structures at depth are characterised by S–SE vergent main thrusts frequently accompanied by conjugate, smaller offset NE-vergent backthrusts. The long, persistent anticlines in Miocene often hide a set of relaying structures at depth (*Figure 8*). These features suggest that important strike slip component was added to the general thrust (Grélaud et al. 2002, Burg et al. 2005, Qayyum et al. 2015).

The map (*Figure 8*) also suggests that the structures at the eastern edge of Potwar Plateau apparently continue across the Jhelum river and western Kashmir towards the east. Subsurface information is quite reduced in this area, however, based on mapping several NE–SW axial trace folds in Potwar are re-folded and continue without a break along a NW–SE trend in Kashmir.

The regional Jhelum strike slip fault (*Figure 2*) is proposed to link the N–S trending Murree Fault (*Figure 9*; western limit of Hazara syntaxis) to the eastern termination of Salt Range Thrust (Kazmi & Rana 1982, Craig et al. 2018) and should act as a lateral ramp. The small, local Chambal lateral ramp (Qayyum et al. 2015) does not continue northwards and cannot be part of this Jhelum Fault; moreover, it has NW–SE orientation (*Figure 8*). The proposed Jhelum Fault trace should cross many of the shown subsurface structures, yet there is no trace of a regional, cross-cutting fault in the given zone. The regional Jhelum Fault could run along the Jhelum river itself, but in that case it would not explain the termination of Salt Range Thrust. Nevertheless, it should dissect many of the surface structures between Potwar and Kashmir, which is not observed either. In short, the supposed Jhelum Fault cannot be proven and is not compatible with observations. On the other hand, small scale folds, as well as regional folds of N–S axial trace orientation are present throughout the area. In the Jhelum region, apparently earlier folds are re-folded to form a series of folds with N–S axial trace (*Figure 8*).

Low-temperature thermochronology

Apatite fission track and (U–Th)/He measurements were applied on samples from different elevations and different structural settings from the Murree Fm (*Figure 9*). Sample locations are shown on *Figure 9*, the mean age vs. elevation plot and the raw analytical data are presented on *Tables I, II* and *Figure 12*. For the evaluation of the low-T age data we should consider that the depositional ages of the siliciclastic samples are between 25 and 18 Ma. Except two ages (see below) the apparent ages of the apatite fission

Table I. Apatite fission track results obtained on the sandstone samples of Murree Formation

I. táblázat. *Apatit hasadványnyomok a Murree Formáció homokkövein mérve*

Sample	Northing	Easting	Elev. [m]	Crystal	RhoS	[Ns]	RhoI	[Ni]	Chi-sq. P (%)	Disp.	Central Age	±	1s
MMr-1	33°45.19'	73°12.26'	613	20	3.246	[232]	21.815	[1559]	7	0.25	17.4	±	1.7
MMr-1				16*	1.998	[121]	17.274	[1046]	95	0.00	14.2	±	1.4
MMr-3	33°49.00'	73°16.43'	828	20	3.861	[274]	24.601	[1746]	0	0.56	18.6	±	2.8
MMr-3				16*	2.163	[131]	21.139	[1280]	99	0.00	12.7	±	1.2
MMr-6	33°51.52'	73°19.37'	1322	20	4.079	[239]	21.677	[1270]	1	0.29	22.8	±	2.4
MMr-8	33°54.48'	73°20.48'	1853	11	5.439	[247]	17.814	[809]	0	0.30	34.2	±	4.2
MMr-11	33°53.22'	73°22.38'	1990	20	2.859	[251]	19.879	[1745]	0	0.33	16.0	±	1.7
MMr-11				19*	2.481	[208]	19.38	[1625]	77	0.00	14.6	±	1.2
02-11	33° 50.605'	73° 28.184'	1720	20	1.406	[160]	13.555	[1543]	0	0.46	11.9	±	1.7
02-11				15*	0.769	[65]	12.243	[1035]	97	0.00	7.6	±	1.0
02-11				5	3.243	[95]	17.342	[508]	81	0.00	22.5	±	2.6

Locations are given in degrees and decimal minutes, see also *Figure 9.* Lines typed in Italics show data considering all crystals. *: Indicates isolated groups of data measured on crystals having similar composition and closure temperature. Track densities (Rho) are as measured ($\times 10^5$ tr/cm^2); number of tracks counted (N) shown in brackets. Track densities and track numbers in the CN5 detector: 6.10 [2937]. Chi-sq P(%): probability obtaining Chi-square value for n degree of freedom (where n = no. crystals–1). Disp.: Dispersion, according to Galbraith & Laslett (1993). Central ages calculated using dosimeter glass: CN5 with zeta CN5 = 373.3 ± 7.1

*A minták helyzete fokokban, decimális percekben vannak megadva (lásd még 9. ábra). A dőlt betűvel szedett részek az összes kristályra vonatkozó adatokat tartalmazzák. *: azonos összetételű és záródási hőmérsékletű kristályokon mért adatok. A nyomsűrűsége (Rho) $\times 10^5$ tr/cm^2-ként szerepel a nyomok számát (N) zárójelben mutatjuk. A CN5 detektoron mért nyomsűrűség és nyomszám: 6.10 [2937]. Chi-sq P(%): a chi-négyzet teszt eredménye n szabadsági fok esetén (ahol n = a datált kristályok száma–1). Disp.: Galbraith & Laslett (1993) szerinti diszperzió. A centrális korokat CN5 doziméter segítségével zeta CN5-el (373.3 ± 7.1) számoltuk ki*

Table II. Apatite (U-Th)/He results obtained on single crystals from sandstone samples of the Murree Formation

II. táblázat. *Apatit (U-Th)/He eredmények, melyeket a Murree Homokkő egyedi kristályain mértünk*

Sample	Northing	Easting	Elev. [m]	Aliq.	He [ncc]	unc. [1s. ncc]	U [ng]	unc. [1s. ng]	U [ppm]	Th [ng]	unc. [1s. ng]	Th [ppm]	Th/U	Sm [ng]	unc. [1s. ng]	Sm [ppm]	Apatite [µg]	Uncorr. age [Ma]	Ft	Corr. Age [Ma]	unc. [2s. Ma]	Sample aver. & s.d. [Ma]
MMr-1	33°45.19'	73°12.26'	613	#2	0.089	0.002	0.131	0.003	41	0.161	0.004	50	1.2	0.21	0.01	66	3.2	*4.3*	0.83	**5.2**	**0.3**	
				#4	0.017	0.001	0.011	0.003	5	0.190	0.005	88	17.5	0.13	0.00	61	2.2	*2.4*	0.79	**3.1**	**0.4**	**4.4 ± 1.1**
				#5	0.028	0.001	0.022	0.002	6	0.136	0.003	37	6.2	0.59	0.02	159	3.7	*3.9*	0.80	**4.9**	**0.6**	
MMr-3	33°49.00'	73°16.43'	828	#2	0.034	0.001	0.030	0.003	12	0.186	0.005	75	6.1	0.30	0.01	120	2.5	*3.6*	0.88	**4.1**	**0.4**	
				#3	0.118	0.002	0.168	0.004	94	0.115	0.003	64	0.7	0.49	0.01	271	1.8	*4.9*	0.74	**6.6**	**0.3**	**4.8 ± 1.5**
				#5	0.093	0.002	0.177	0.004	44	0.470	0.011	118	2.7	1.19	0.07	297	4.0	*2.6*	0.69	**3.8**	**0.2**	
MMr-6	33°51.52'	73°19.37'	1322	#1	0.153	0.002	0.662	0.012	88	0.035	0.001	5	0.1	2.23	0.06	295	7.6	*1.8*	0.82	**2.3**	**0.1**	
				#2	0.329	0.003	0.546	0.010	218	0.040	0.001	16	0.1	0.82	0.02	328	2.5	*4.8*	0.76	**6.3**	**0.3**	**4.3 ± 2.9**
MMr-8	33°54.48'	73°20.48'	1853	#1	0.248	0.003	0.285	0.006	65	0.488	0.012	111	1.7	0.31	0.01	70	4.4	*5.1*	0.82	**6.2**	**0.2**	
				#2	0.087	0.002	0.084	0.003	20	0.542	0.013	130	6.5	0.49	0.01	119	4.2	*3.3*	0.83	**4.0**	**0.2**	**5.1 ± 1.6**
MMr-9	33°53.23'	73°21.47'	1708	#1	0.027	0.001	0.025	0.002	22	0.126	0.003	113	5.1	0.40	0.01	357	1.1	*3.9*	0.55	**7.1**	**0.8**	
MMr-11	33°53.22'	73°22.38'	1990	#3	0.032	0.001	0.068	0.003	58	0.131	0.003	112	1.9	0.41	0.01	348	1.2	*2.6*	0.64	**4.1**	**0.4**	
				#4	0.047	0.001	0.026	0.002	27	0.387	0.009	393	14.7	0.34	0.01	345	1.0	*3.2*	0.74	**4.4**	**0.3**	**4.5 ± 0.5**
				#5	0.107	0.002	0.068	0.002	34	0.617	0.015	308	9.0	0.62	0.03	311	2.0	*4.0*	0.80	**5.1**	**0.3**	
02-08	33° 51.701'	73° 27.787'	1636	#1	0.110	0.002	0.162	0.003	23	0.509	0.012	72	3.1	1.35	0.11	190	7.1	*3.1*	0.85	**3.6**	**0.2**	
				#2	0.734	0.006	2.005	0.036	164	2.548	0.061	209	1.3	1.19	0.10	98	12.2	*2.3*	0.85	**2.7**	**0.1**	**2.9 ± 0.6**
				#3	0.020	0.001	0.046	0.002	42	0.255	0.006	234	5.6	0.08	0.01	78	1.1	*1.6*	0.64	**2.4**	**0.2**	
02-11	33° 50.605'	73° 28.184'	1720	#1	0.126	0.002	0.209	0.004	49	0.570	0.014	134	2.7	0.27	0.01	65	4.3	*3.0*	0.81	**3.7**	**0.2**	
				#2	0.039	0.001	0.088	0.003	28	0.159	0.004	51	1.8	0.18	0.01	57	3.1	*2.6*	0.78	**3.3**	**0.3**	**3.5 ± 0.2**
				#3	0.032	0.001	0.073	0.003	58	0.090	0.002	72	1.2	0.29	0.01	228	1.3	*2.8*	0.76	**3.6**	**0.3**	
KCS-2	33° 53.252'	73° 22.256'	1960	#1	0.180	0.003	0.226	0.004	21	0.455	0.011	42	2.0	2.00	0.17	184	10.9	*4.3*	0.82	**5.2**	**0.2**	
				#2	0.069	0.002	0.201	0.004	83	0.157	0.004	65	0.8	0.57	0.05	236	2.4	*2.4*	0.71	**3.3**	**0.2**	**4.7 ± 1.2**
				#3	0.124	0.002	0.135	0.003	41	0.388	0.009	117	2.9	0.72	0.06	216	3.3	*4.4*	0.79	**5.6**	**0.3**	

Locations are given in degrees and decimal minutes, see also *Figure 9.* Amount of helium is given in nano-cubic-cm in standard temperature and pressure. Amount of radioactive elements are given in nanograms. Ejection correct. (Ft): correction factor for alpha-ejection (according to FARLEY et al., 1996). Uncertainity of the single grain age is given as 2 sigma in % and it includes both the analytical uncertainty and the estimated uncertainty of the Ft.

A minták helyzete fokokban, decimális percekben vannak megadva (lásd még 9. ábra). A He mennyiségét standard hőmérsékleten és nyomáson mérve nano-köb-cm-ben adjuk meg. A radioaktív elemek mennyiségét nanogrammokban adjuk meg. A kilökődési korrekciót FARLEY et al. (1996) módszere alapján számoltuk. Az egyes korok hibáját 2 szigmaként adjuk meg, amely tartalmazza mind a propagált analitikai hibát, mind a kilökődési korrekció hibáját.

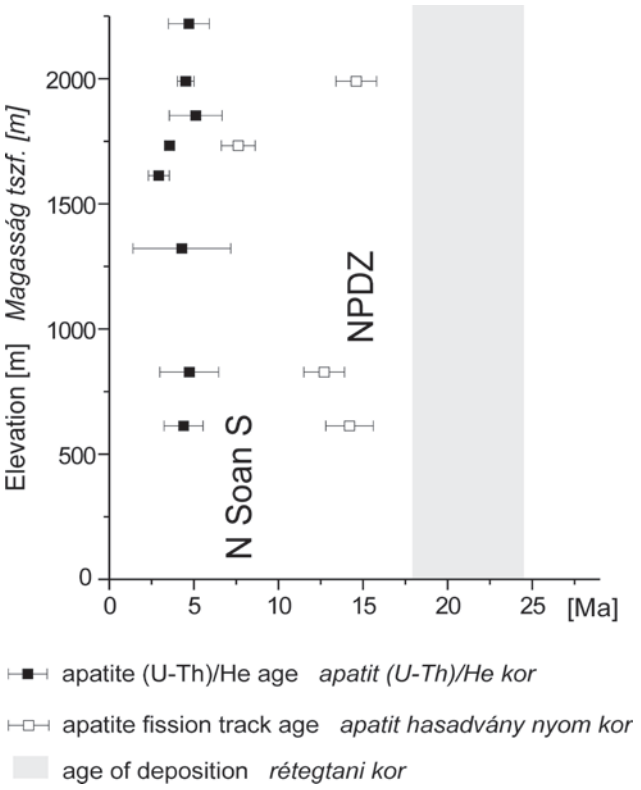


Figure 12. Apatite fission track and (U-Th)/He ages against sample elevations in the Murree Formation (see raw data in *Tables I, II*). Location of samples on *Figure 9*

N Soan S = Northern margin of Soan syncline continuation. NPDZ = North Potwar Deformed Zone

12. ábra. *Apatit hasadványnyom és (U-Th)/He korok a Murree Formációból vett mintákon, az I és II táblázat adatai nyomán. A mintavételi helyek a 9. ábrán szerepelnek*

N Soan S = A Soan szinklinális északi szegélyének folytatása; NPDZ = North Potwar Deformed Zone

track and (U–Th)/He thermochronometers are younger than the stratigraphic ages, thus these constraints indicate obviously a post-depositional thermal overprint. Assuming ca 10 Myr long effective heating time the maximum temperature was around 120 °C (e.g. REINERS & BRANDON 2006). Much higher overprint temperature is not probable, as some detrital apatite grains show larger Dpar values suggesting that a part of the detrital apatite crystals have higher closure temperature (BURTNER et al. 1994) and this fraction of grains shows only incomplete fission track reset.

The localities of the samples used for low-T thermochronology are presented in *Figure 9.* Two samples from the Miocene molasse of the Margala Hills unit, very close to MBT, three samples from the NPDZ immediately to the south of MBT, and one sample from the northern limb of the continuation of regional Soan syncline yielded interpretable apatite fission track ages. The northernmost two samples showed only partial reset — in these cases the sample means are older than age of sedimentation — indicating that the Margala Hills unit was not deeply buried enough and for a sufficient time to result in reset. These samples are not illustrated on *Figure 12*.

In the samples from the NPDZ the apatite FT thermochronometer experienced complete reset and showed Middle Miocene ages between 14 and 12 Ma and a slight dependency with topographic height (*Figures 9, 12*). These ages indicate that uplift of the imbricate system in the NPDZ started in Middle Miocene and possibly MBT was also active in Early (?)–Middle Miocene times. The southernmost sample at the northern limb of the continuation of Soan syncline was also completely reset and showed Pliocene cooling age of 7 Ma (*Figures 9, 12*). This indicates that the hangingwall backthrust of JASWAL et al. (1997) and JADOON et al. (1999) and, consequently the southern advance of the NPDZ imbricate wedge at its base lasted at least until Pliocene. Overall, the apatite fission track ages indicate a southwards younging of uplift that is in good agreement with general, local development of the mountain system (e.g. TREOLAR et al. 1992). The new information suggested by our measurements is that this southwards propagation should have started earlier than proposed (ages around 10 Ma for MBT activity; see TREOLAR et al. 1992, BURG et al. 2005). It is also important to note that GRÉLAUD et al. (2002) already suggested earlier deformation ages and the initiation of the southernmost Salt Range thrust as early as 8.8 Ma.

The apatite (U–Th)/He ages (*Table II, Figure 12*) yielded an average of ca 4 Ma and the data show less scatter than the fission track ages. Remarkable is that the helium ages show practically no age-elevation dependence. This suggests a fast exhumation event that could be coincidental with the eastwards rise of Margala Hills and the area near Murree city (see the eastern part of *Figure 11*). It is proposed that this sudden uplift can be coincidental with the formation of the Hazara dome and related thrusts.

Discussion

1. Main Boundary Thrust

As remarked by TREOLAR et al. (1992), MBT is rather a swarm of different shear planes than a single shear plane. Our data also indicate that MBT should be composed of different, shorter segments that relay each other. Such relays can be seen at several locations and are indicated on *Figures 2* and *8,* one is found immediately west of Islamabad; another prominent relay is found north of Kohat city. The relays seem to be consistent with a left lateral transpressive motion. The offset along these individual thrust surfaces may vary; it should be in the order of 20 km (*Figure 10*); these offsets may add up to a cumulative offset of ca 70 km in the Hazara syntaxis (see also TREOLAR et al. 1992).

The eastwards continuation of MBT is in the Murree Fault. Based on observations of shallow-dipping slickenslide lineations, most authors (BOSSART et al. 1988, BURG et al. 2005) suggest that this is a major left lateral strike slip fault. Although we do not exclude late satge strike slip faulting, we would rather agree with TREOLAR et al. (1992) who suggest that Murree Fault is the bent segment of MBT and the

slickenlines indicate the original nappe emplacement above the Miocene molasse in the centre of Hazara syntaxis, i.e. an originally flat-lying MBT, turned into vertical on the limb of the major Hazara antiform (*Figure 2*; see later).

North of Muzaffarabad (*Figure 2*) the continuation of MBT is doubtful: most maps continue it along the southern thrust fault of Hazara syntaxis, below the 'Panjal Imbricates' of BOSSART et al. (1988). However, in this case MBT would carry a highly deformed, cleaved Permian volcanic sequence that is the characteristic lithology of the Panjal Thrust sheet. Therefore we propose that the Panjal-Khairabad thrust, a major nappe boundary, should rather run along the southern thrust fault of the Hazara syntaxis (i.e. south of the 'Panjal imbricates', see *Figure 2*) and the northern thrust fault (generally named as Panjal Thrust) should be just an internal repetition within the Panjal Thrust sheet (for simplicity not illustrated on *Figures 2, 8*).

If Panjal Thrust runs in the internal part of Hazara syntaxis, there are two possibilities to continue MBT: either buried beneath the Panjal Thrust (and therefore unseen), or to continue it along the Balakot Fault. The former solution (*Figure 13, a*) would profit of the observation of Jurassic–Cretaceous–Palaeocene lithologies described by BOSSART et al. (1988) as a tectonic mélange. These Mesozoic–Palaeogene elements are clearly related to Margala Hills and should not be part of the low grade metamorphic Panjal nappe with different composition. The mélange zone either indicates the tectonic contact of Panjal and Margala Hill nappes and sheared elements of both units, or an imbricate within the Margala Hill unit. In this latter case its lower boundary could be indeed an exposure of the buried MBT (*Figure 2*). In the second case (*Figure 13, b*), MBT would not continue northwards north of Balakot, but would turn sharply SE-wards along the Balakot Thrust (*Figures 2, 8*). This solution would be conformable to the tight fold pattern seen more to the south within the Miocene molasse (see analysis of east-Potwar, west-Kashmir), i.e. this solution would suggest that the MBT is itself tightly folded by NNW–SSE axial trace late fold (see later).

2. Main Frontal Thrust and Kalabagh Fault

Similar to MBT, the Main Frontal Thrust also seems to be composed of relaying elements. An obvious relay is found between the Makarwal segment and Kishor–Marwat Ranges (*Figure 2*); similar relays can be found between eastern termination of Surghar Range and the Kalabagh slice (*Figure 4*); eventually between the Kalabagh slice and the Gundi Lobe, between the Gundi and Mussa Khel Lobes (GHANI et al. 2018). Some relays seem to be consistent with left lateral, others with right lateral transpressive movement. If we accept that there are relaying tectonic slices and not a single unit along the MFT, there is no more need for a Kalabagh lateral ramp fault that cuts up and offsets this single unit; the different, separated exposures may form part of different imbricate sheets.

MFT eastern termination is interesting, because this fault seems to splay off into different segments. One of the splays is the Domeli Thrust (*Figure 8*); another one continues along the complex Chambal ridge, yet another seems to continue towards the Pabbi fold (QAYYUM et al. 2015). As opposed to the other segments, Pabbi segment does not seem to suffer secondary deformation; in continues the ENE–WSW trace of the Salt Range Thrust. This might indicate that its generation post-dates major folding in the whole of Hazara syntaxis.

As earlier proposed, Kalabagh Fault imagined and drawn on many maps (KAZMI & RANA 1982, MC DOUGALL & KHAN 1990, GHANI et al. 2018) cannot be proved (*Figure 4*). However, the only segment that may really exist is found between the Kalabagh slice and the Gundi Lobe. The northwards continuation along Chisal Algad is a complex deformation zone without any through-going fault. However, if the whole structural assemblage is observed, a right lateral shear zone could be interpreted. *Figure 4* shows a set of ESE–WNW oriented steep, transpressive structures and arranged en echelon along a localised NNW–SSE trending zone. The folds along Chisal Algad are also arranged en echelon. Both are local structures that cannot be found elsewhere, and both fit a broader and more ductile N–S trending right lateral shear zone that also contains the southwards flexed Visor Fault, the southwards flexed Kalabagh slice and Cemetery Fault and in fact the whole Western Salt Range segment (*Figure 4*). In our opinion the main deformation along this zone is rather folding than faulting: earlier thrusts and imbricates are flexed southwards. In that interpretation the originally more linear and relaying MFT elements were later folded, flexed along the broad ductile shear zone with a right lateral component. It is also clear that formation of N–S trending folds and top-east thrusts preceded this ductile flexing/shearing, because different elements of the ductile flexing zone gradually disappear towards the west, on the eastern limb of the main N–S trending fold seen on the 3D cube and they also cut up the elements of the top-east thrusts (*Figure 4*).

3. E–W shortening

In the Himalaya foothills, N–S trending folds are present from Kohat Plateau to Potwar Plateau and beyond, into Kashmir. The whole region abounds in four-way closures (CRAIG et al. 2018) and most are not born of local modifications of the E–W trending main trust fault attitudes but they are the results of transversal folding. Such a transversal fold is clearly seen on the presented 3D cube (*Figures 4, 7*). Moreover, maps from the different mountain segments also suggest or indicate transversal folding (see *Figures 8, 9, 11*). The Miocene folds along the Jhelum river also seem to have formed in a more linear position and later re-folded along a major fold of N–S axial trace. This fold continues into the Hazara syntaxis (*Figure 8*).

Hazara syntaxis has been interpreted by many as a major antiform (BOSSART et al. 1988, TREOLAR et al. 1992, BURG et al. 2005, BURG & PODLADCHIKOV 1999), which is in full agreement with our views. This major antiform can also be extended to the southern foreland, along the flow of Jhelum river (*Figure 8*). As it was concluded earlier, there is no need

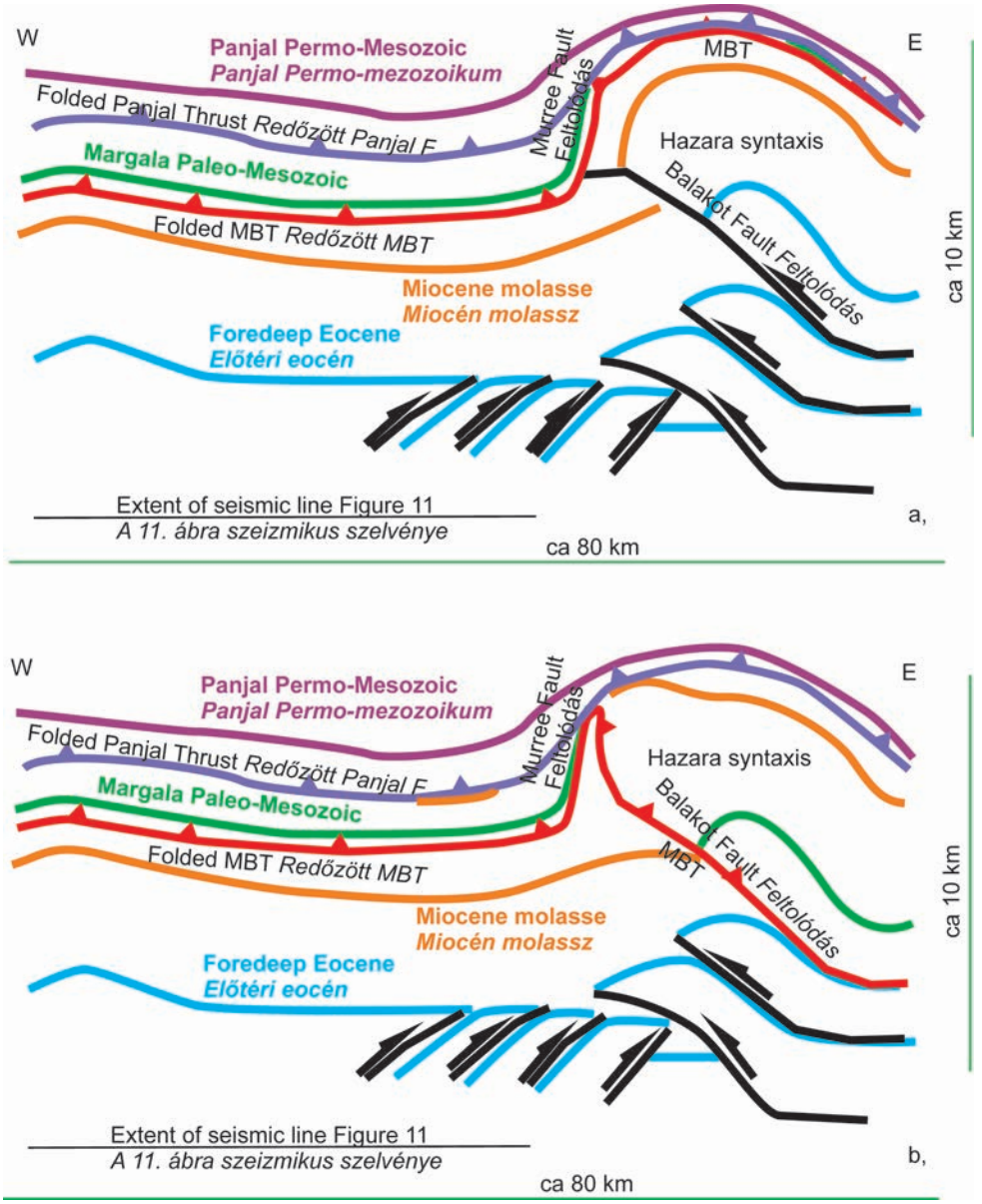


Figure 13. Schematic W–E cross section of the Margala Hills – Hazara syntaxis area. Without scale; approximate horizontal and vertical measures marked

a) MBT (Main Boundary Thrust) runs largely hidden beneath PKF (Panjal–Khairabad Faults). b) MBT is linked with Balakot Fault and is tightly folded

13. ábra. *A Margala-hegység és a Hazara szintaxis vázlatos Ny–K-i szelvénye. Lépték nélkül, a nagyjából vízszintes és függőleges mértékekkel jelölve*

a) Az MBT (Main Boundary Thrust) nagyrészt láthatatlanul elbújva közvetlenül a PKF (Panjal–Khairabad Faults) alatt található. b) MBT a Balakot feltolódásban folytatódik, szorosan meg van gyűrve

and no space to place a Jhelum Fault of major left lateral lateral ramp character across eastern Potwar. Folding around the Hazara syntaxis may be indicated by measurements of strain ellipsoids in BOSSART et al. (1988). The flattening surface of their strain ellipsoids in the Panjal series was always parallel to the local attitude of main thrust surfaces; the main elongation direction was also parallel or slightly oblique to the strike of these main thrusts (*Figure 8*). The measured deformation pattern may be compatible with a more linear Panjal Thrust and a later folding of these strain indicators along the Hazara antiform. That would suggest that thrusting along the Panjal Thrusts was preceding E–W shortening and Hazara antiform generation (TREOLAR et al. 1982). However, BOSSART et al. (1988) also indicated ductile structures on the back-limb of Muzaffarabad fold that are more E–W axial trace folds. Since these affect the mentioned fold in the core of Hazara antiform, they should be later structures (BOSSART et al. 1988).

Hazara syntaxis as a main antiform apparently contradicts an observation seen on *Figure 11*: the eastern part of

'basement' is subsiding, rather than being uplifted towards the core of that antiform. This observation can be extended to the whole Potwar Plateau, its eastern area being substantially deeper than the western one. The whole subsurface seems to be generally tilted towards the east. In our opinion this controversy can be resolved by proposing a series of west-vergent blind thrsust that produce the needed wedge-shaped excess mass proposed on *Figure 11* to uplift the Murree–Hazara area. Two conceptual models are prepared (*Figure 13*), depending on the position of MBT; however, both suggest that the whole of Hazara syntaxis, with MBT and Panjal Thrust included, are folded above multiple west-vergent imbricates within the foothills (NPDZ), the Balakot Thrust being only one of these thrusts or the folded MBT itself.

In a greater context, the whole northern margin of Indian shield shows intense folding with N–S axial trace (*Figure 2*; DIPIETRO et al. 2008). The Indus syntaxis near Besham and the Nanga Parbat syntaxes are main examples (TREOLAR et al. 1992), but many other smaller amplitude domes with similar orientation do exist. These antiforms fold metamorphic rocks of different internal units. As observations and the map in DIPIETRO et al. (2008) suggest, initiation of domal uplift together with similarly oriented outcrop-scale folds (their F3 generation in DIPIETRO et al. 2008) sould have occurred prior to the main movements of their Kohistan Fault (*Figure 2*), i.e. prior to 31 Ma in their opinion. However, several thermochronologic measurements (4 Ma apatite fission track ages in ZEITLER 1985) and observations of uplifted and faulted Quaternary sediments (DIPIETRO et al. 2008) suggest that at least one dome, the Indus syntaxis at Besham (*Figure 2*) is uplifted in Late Pliocene to Quaternary times (see also TREOLAR et al. 1992). The Nanga Parbat syntaxis is also uplifted in Plio–Pleistocene (ZEITLER 1985).

Folding of lithospheric scale was modelled by BURG & PODLADCHIKOV (1999). In their numerical model they varied the thermal structure, i.e. the rheology of the lithosphere and calculated its response to lateral (E–W) compression. The result was lithospheric folding. They found that their 'warm' (as opposed to 'cold' or 'hot') rheology was best reproducing the wavelength and amplitude of Nanga Parbat (s. str) syntaxis (antiform) and the parallel synforms that they proposed to be located in the Kashmir (Shrinagar) and Peshawar Quaternary basins (*Figure 1*).

4. Possible reasons for E–W shortening in a general N–S shortening context

BOSSART et al. (1988) interpreted their strain measurements as indicators of a first top-SW, then a second top-SSE shortening event. They proposed that the original trace of thrusts was much more linear, but because of the gradual change in main shear directions from top-SW to top-SE a curved aspect of the thrusts developed. In short, they developed the Hazara syntaxis with a gradually rotating southerly shear and with the interference of a ductile left lateral zone that they continued further south. Although many of the observed structures are compatible with top SW shear, we believe that their observations can be also interpreted as later folding of an original syn-cleavage deformation along much more linear thrust faults The gradually changing shear directions are also in conflict with main recent top-SW shear measured by episodic GPS positions (JOUANNE et al. 2014).

TREOLAR et al. (1992) proposed that fault terminations of a synchronous thrust system might produce a zone of roughly E–W convergence (*Figure 14, a, b*). NW–SE trending faults on the Kashmir side with top SW transport would terminate in a zone along Jhelum river. Differential transport along these faults (with zero transport at tips, maximum transport in the SE) would induce clockwise body rotations. Thrust faults with NE–SW orientation in Potwar and terminating also in the same zone along the Jhelum river would initiate counterclockwise rotations. Such opposed rotations are indeed observed in palaeomagnetic declinations measured in the area (KLOOTWIJK et al. 1981, BOSSART et al. 1988). These authors suggest that the Hazara syntaxis is the result of the interference of these two fault sets of different orientations, both having tip lines in a common zone. The result would be a N–S trending antiform without real and general E–W shortening.

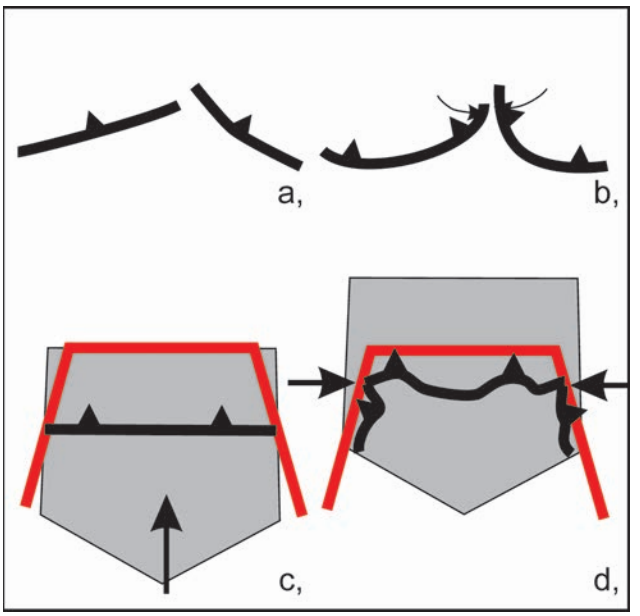


Figure 14. Simplistic models (map views) to explain E-W shortening in a general N-S shortening regime

a), b) Opposite rotations around fault terminations, after ideas of TREOLAR et al. (1992). Although map view is reproduced, the process does not generate regional E-W shortening. c), d) Northwards thrust along converging confining margins, after analogue experiments of REPLUMAZ et al. (2012). Original more linear E-W striking structures are refolded and east- and west-vergent trusts, N-S trending folds are generated by induced E-W shortening

14. ábra. *Egyszerűsített földtani modellek (térképi nézet) a másodlagos K-Ny-i rövidülés magyarázatára*

a, b) Feltolódás-elvégződések menti egymással ellentétes forgások TREOLAR et al. (1992) gondolatai nyomán. Bár a térképi nézetet a folyamat reprodukálja, nem okoz regionális K-Ny-i rövidülést. c, d) Észak felé történő lemezmozgás két szűkülő oldalhatár mentén, REPLUMAZ et al. (2012) analóg kísérletei nyomán. Az eredeti, lineárisabb, K-Ny-i csapású szerkezetek meggyűrődnek, a határok mentén keleti és nyugati vergenciájú feltolódások és É-D-i tengelyű redők keletkeznek az indukált K-Ny-i rövidülés hatására

Since N–S trending folds seem to be general structural features in the whole of the Pakistani Himalayan area (at least south of Kohistan Fault, *Figure 2*), it seems to be very hard to explain these by fault terminations and opposed rotations, fault interference. We would rather believe that there is a genuine E–W shortening affecting the whole region under consideration.

Replumaz et al. (2012) performed analogue modelling in which they looked for the possible reasons of E–W shortening in a general N–S shortening context. In their sandbox models they modelled a wedge-shaped indenter, confined laterally by northwards converging boundaries with softer cover rocks above more rigid basement rocks. They pushed the whole southern part, mimicking the northern margin of Indian continent northwards. As expected, the lateral confining boundaries produced imbricates (thrust mountain belts) parallel to their trends that had mostly inwards, i.e. E-vergent or W-vergent transport (*Figure 14, c, d*). The main frontal convergence was characterised by an E–W trending thrust belt. This model clearly demonstrated that an overall N–S convergence and shortening can effectively provide local and temporal E–W shortening due to the confining boundaries. In our case it is not important whether the confining boundaries modelled by Replumaz et al. (2012) are well-chosen or not, the principle will hold. In our view the concept may be extended not only to the NW region of the Himalayas, but eventually to the whole of India, confined by the slightly converging Quetta–Chaman fault zone in the west and the Sagaing Fault in the east (*Figure 1, a*). Both should be lithospheric boundaries along which India progresses to the north (Molnar & Tapponier 1975).

In a second set of analogue experiments Bajolet et al. (2013) modelled the dependency of mountain shapes on rheology of the overriding and subducting plates and the resistance on the subduction zone itself. Subducting plates contained both denser (oceanic) and lighter (continental) material. They wished to reproduce the two greater syntaxis areas at the NW and SE corners of the Himalayas (*Figure 1, a*). They found that if subduction is lubricated, i.e. with low resistance, substantial underthrusting will create an arcuate mountain range above the subducting slab with two syntaxial areas developed at each corner (thus reproducing the overall shape of the Himalayas). This shape did not depend much on the rheology and thickness of the upper plate, but the timing of syntaxis appearance and the curvature of the mountain belt did. In case of strong and/or thin overriding plates thickening of the upper plate was experienced. Near the eastern and western ends, lateral extrusion was possible. In case of weak and/or thick upper plates the original thickening was accommodated by lateral spreading, i.e. E–W elongation of the orogenic belt (Bajolet et al. 2013, their Figure 12). In other words, gravity-driven secondary deformation with an E–W component was generated together with large syntaxis areas at the corners. The Pakistani greater study area lies at the western extremity of a potentially laterally extending, or extruding main Himalayan orogen. Both lateral extrusion or a gravity-driven westwards extension of the main mountains may generate secondary E–W oriented shortening in the major syntaxial area.

Finally, based on detailed field investigations, DiPietro et al. (2008) interpreted the Kohistan Fault as a relatively late, post-metamorphic right-lateral transpressive fault of Oligocene age. It is noted that other authors have quite different views of Kohistan Fault as a top-north major exhumation fault (Treolar et al. 1992). However, the observed field indicators, structures along this fault (DiPietro et al. 2008) are all compatible with major and relatively late right lateral shear. On the other hand, immediately south of this fault a set of N–S trending folds can be found (*Figure 2*). In our opinion, right lateral shear along the Kohistan Fault might be compatible with generation of N–S folds arranged en echelon along a wider dextral shear zone.

5. Age constraints of the events

Timing of the main deformation events is based on three lines of evidence. Radiometric dating, including low temperature thermochronology (e.g. Zeitler 1985, a review in Treolar et al. 1992); palaeomagnetic, rarely fossil or radiometric dating of molasse formations and relative sequence of events, crosscutting relations or sedimentary patterns (e.g. Johnson et al. 1982, 1986; Grélaud et al. 2002). There are several contradicting interpretations as to the main events. According to Treolar et al. (1992), after the India–Kohistan island arc collision, between 50 and 40 Ma thickening and a general prograde metamorphism occurred in the overridden Indian plate margin. DiPietro et al. (2008) suggest a Late Cretaceous–Palaeogene (prior to 47 Ma) metamorphism. Between 40 and 30 Ma Treolar et al. (1992) suggest a southward (post-metamorphic) slip and internal stacking, with the Panjal Thrust at the southernmost edge of the thrust front. For both Treolar et al. (1992) and DiPietro et al. (2008) an early transversal (i.e. N–S trending) folding, doming would occur near 30 Ma (before and after 30 Ma in Treolar et al. 1992; prior to 31 Ma in DiPietro et al. 2008). From Late Oligocene onwards Treolar et al. (1992) propose an exhumation along Kohistan Fault with rapid cooling and synchronous reimbrication of Indian detached units. This resulted in imbricate stacking and reverse metamorphic zonation until the Panjal Thrust. Initiation of a southern foredeep and deposition of the early molasse sediments also took place. This phase might have ended by 20 Ma. According to DiPietro et al. (2008) Oligocene (31 Ma) right lateral slip on Kohistan Fault occurred. For Treolar et al. (1992) thrusting along MBT would be later than 10 Ma; for Di Pietro et al. (2008), the units south of Panjal Thrust should have formed progressively in Middle Miocene to Present. Treolar et al. (1992) suggested a Pliocene (5–2.5 Ma) growth of the Hazara and Besham antiforms. Based on low-temperature thermochronology Zeitler (1985) suggested a 5–2 Ma growth of the Besham and Nanga Parbat syntaxes. DiPietro et al. (2008) propsed that even

Qauternary sediments are deformed and thus suggested ongoing uplift in the Besham dome.

GRÉLAUD et al. (2002) summarised the timing of deformation events of the foothills area. According to their interpretation thrusting along MBT occurred between 22 and 15 Ma, the early period of molasse deposition (concentrated mostly to the region around MBT). Between 15 and 10 Ma deformation in the NPDZ might have already begun, based on the absence of molasse of this age there. Until ca 10 Ma, during the southern deposition of Chinji Fm, no thrusting occurred along the MFT, Salt Range thrust included. Near 10 Ma the frontal Salt Range Thrust was initiated and movements continued to 5 Ma, when thrust activity decreased. However, small amount of thrusting did continue into the Quaternary (1.9 Ma). On the other hand, out of sequence thrusting was initiated and old thrusts, backthrusts were generated on the limb of the Soan syncline that grew from 5 to 1.9 Ma.

Our low temperature thermochronologic results shed some light on the timing of the Himalaya foothills deformation. Although the apatite fission track results show only partial resetting in the Margala Hills unit and therefore suggest a moderate burial of this unit beneath the Panjal Thrust, the activity along MBT should have begun before Middle Miocene, i.e. earlier than 14 Ma, thus supporting the ideas of GRÉLAUD et al. (2002). In the NPDZ uplift ages indicate that this zone already started to deform at Middle Miocene times again in agreement with GRÉLAUD et al. (2002). Fission track results from the western edge of laterally continuous Kohat Plateau (JOHNSON et al. 1982, MEIGS et al. 1994) suggest that deformation there started earlier than 8–9 Ma ago, therefore deformation along trend might be slightly diachronous.

Our 7 Ma apatite fission track ages along the northern backthrust of Soan anyticline suggests that deformation at the southern edge of NPDZ imbricates should have been initiated by this time. This also means that the initiation of Soan syncline should be older than the 5 Ma proposed by GRÉLAUD et al. (2002).

Our apatite (U–Th)/He ages fall in the same range as earlier radiometric ages (ZEITLER 1985) for the uplifting N–S trending domal areas: the Pliocene 5–4 Ma ages suggest a quite homogenous activation of E–W shortening and resulting N–S trending folding. We also acknowledge that the real initiation of N–S trending folds could have occurred much earlier, in Oligocene, as proposed by TREOLAR et al. (1998) and DIPIETRO et al. (2008); however, as all these authors as well as ZEILTLER (1985) concluded, there should be a very intense and quite young reactivation of these movements in Pliocene.

The N–S trending folds at Surghar Range do not have thermochronologic control. However, they should precede the formation of a 'Kalabagh' right lateral shear zone. Since this is possibly linked to thrusting over Pleistocene (e.g. GHANI et al. 2018), we suggest that the Pliocene event at ca 4–5 Ma could also be held responsible for the generation of these folds, east-vergent thrusts there. However, it is also quite clear, that the N–S trending folds are carried on the back of an earlier-initiated major top-south thrust, so an alternation of N–S and E–W shortening is proposed.

Conclusions

Seismic sections in two sectors of the Himalayan foothills region: the region around Kalabagh city and the region around Islamabad suggest that there are N–S trending folds and locally east- or west-vergent thrusts that affect the Palaeozoic–Palaeogene cover of the Indian shield, as well as the Miocene–Pliocene molasse sediments.

These seismic data also suggest that the earlier proposed (KAZMI & RANA 1982, NIZAMUDDIN 1997) through-going lateral ramps, i.e. the Kalabagh and Jhelum Faults do not exist; smaller portions of these might be present, but with different orientations and nature (MCDOUGALL & KHAN 1990, QAYYUM et al. 2015).

Map analysis also suggests that N–S trending folds are occurring in a wide area south of the Indus–Tsangpo suture (and even this main fault is re-folded by the Nanga Parbat syntaxis, BUTLER 2018). Hazara syntaxis is proposed as a major dome (cf. CALKINS & OFFIELD 1974, BOSSART et al. 1988, BURG & PODLADCHIKOV 1999) folding earlier main thrusts such as the Panjal Thrust and MBT (TREOLAR et al. 1992).

Two new alternative models were proposed for the continuation of MBT around Hazara syntaxis; one suggesting that MBT remains hidden immediately beneath the redefined Panjal Thrust located at the contact zone of Permian volcanites and Miocene molasse; another suggesting that MBT could be continued in the Balakot Fault. We prefer the first alternative.

The NE corner of Surghar Range is proposed to be formed of relaying thrust sheets with emergent heads composed of Palaeozoic–Palaeogene and its slightly detached Miocene molasse. These relaying imbricates are taken in a southward flexure generated by a major right lateral ductile shear of a wide zone, where transpressive Riedel shears occur and where en echelon anticlines and southwards flexed earlier linear thrust faults are bent southwards (but a single, through-going Kalabagh Fault is missing).

Based on the above observations the now undulating segments of MBT and MFT, together with thrusts and overlying Miocene folds in the eastern Potwar–western Kashmir region should have been more linear (although a total linearity is not realistic). It is proposed that N–S trending folds as well as ductile flexure zones should have distorted the original more linear thrust fault/fold trend due to general (and episodic) E–W shortening. This concept is partly supported by palaeomagnetic data (KLOOTWIJK et al. 1981, BOSSART et al. 1988). If the main fault zones were more linear, the relay pattern along them suggests a left lateral shear component along MBT and a mixed, locally left, locally right lateral component along MFT.

Earlier (ZEITLER 1985) and now provided low tem-

perature thermochronological ages strongly suggest a rather general episode of E–W general shortening between 4–5 Ma for the whole northern Indian margin. However, there should have been original N–S trending dome formation eventually as early as Oligocene (DiPietro et al. 2008). It is also clear that longer N–S shortening and shorter E–W shortening episodes should alternate. Earthquake focal mechanisms in the study region (Lisa & Khwaja 2004, Burg et al. 2005) suggest that the region around Islamabad is mostly under E–W compression, although recent top-SW shear (along the Balakot Fault) and minor top-south shear (along the Salt Range Thrust) was also deduced from episodic GPS data (Jouanne et al. 2014). This suggests that E–W shortening might be a consequence of main top-SSW shortening.

There are several potential explanations for generating E–W shortening and related structures in a general N–S shortening regime. Possibilities range from fault terminations of secant thrust faults in a zone (Treolar et al. 1992) to en echelon folding along the right lateral Kohistan Fault zone of E–W orientation. However, we speculate that E–W shortening could be much more general, suggesting a mechanism that affects the whole of Indian plate. Possibly the best explanation is given by analogue models (Replumaz et al. 2012) proposing major, slightly convergent confining (lithospheric) boundaries. If applied to the northwards advance of India the converging boundaries generate secondary E–W shortening and east- or west-vergent orogens parallel to the boundaries.

Acknowledgements

MOL and Pakistani Authorities are thanked for granting permission to publish seismic sections and study data. Two anonymous reviewers are thanked for their constructive and helpful comments, suggestions. Orsolya Sztanó and Edit Babinszki are thanked for continuous encouragement and editing efforts. Their patience was instrumental in publication of the paper.

References — Irodalom

Ahmad, S., Mohammad, I. K., Khan, A. A. & Shoukat, N. 2010: Himalayan-Induced Deformation and Kinematics of the Arcuate Nature of the Trans-Indus Salt Range, Northwest Himalayas, Pakistan. — Search and Discovery Article #30120 Posted June 14, 2010

Bajolet, F., Replumaz, A. & Lainé, R. 2013: Orocline and syntaxes formation during subduction and collision. — *Tectonics* **32,** 1529–1546, https://doi.org/10.1002/tect.20087

Bossart, P. & Ottiger, R. 1989: Rocks of the Murree formation in Northern Pakistan: indicators of a descending foreland basin of late Paleocene to middle Eocene age. — *Eclogae Geologicae Helvetiae* **82/1,** 133–165

Bossart, P., Dietrich, D., Greco, A., Ottiger, R. & Ramsay, J.G. 1988: The tectonic structure of the Hazara-Kashmir syntaxis, Southern Himalayas, Pakistan. — *Tectonics* **7/2,** 273–297, https://doi.org/10.1029/TC007i002p00273

Burg, J.-P. & Podladchikov, Y. 1999: Lithospheric scale folding: numerical modelling and application to the Himalayan syntaxes. — *International Journal of Earth Sciences* **88,** 190–200. https://doi.org/10.1007/s005310050259

Burg, J-P., Célérier, B., Chaudhry, N. M., Ghazanfar, M., Gnehm, F. & Schnellmann, M. 2005: Fault analysis and paleostress evolution in large strain regions: methodological and geological discussion of the southeastern Himalayan fold-and-thrust belt in Pakistan. — *Journal of Asian Earth Sciences* **24,** 445–467. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.12.008

Burtner, R. L., Nigrini, A. & Donelick, R. A. 1994: Thermochronology of lower Cretaceous source rocks in the Idaho-Wyoming thrust belt. — *AAPG Bulletin* **78,** 1613–1636. https://doi.org/10.1306/a25ff233-171b-11d7-8645000102c1865d

Butler, R. W. H. 2018: Tectonic evolution of the Himalayan syntaxes: the view from Nanga Parbat. — *Geological Society of London Special Publication* 483. https://doi.org/10.1144/sp483.5

Calkins, J. A. & Offield, T. W. 1974: *Geologic map of the Southern Himalaya in Hazara, Pakistan and adjacent areas, scale 1:125 000.* — Under the auspices of United States Agency of International Development, USGS, Reston Virginia; https://doi.org/ 10.3133/pp716c

Craig, J., Hakhoo, N., Bhat, G. M., Hafiz, M., Khan, M. R., Misra, R. & Khullar, S. 2018: Petroleum systems and hydrocarbon potential of the North-West Himalaya of India and Pakistan. — *Earth-Sciences Reviews* **187,** 109–185. https://doi.org/10.1016/ j.earscirev.2018.09.012

Danilchik, W. & Shah, S. M. I. 1987: Stratigraphy and Coal Resources of the Makarwal Area, Trans-Indus Mountains, Mianwali District, Pakistan. scale 1:50 000. — *U.S. Geological Survey Professional Paper* **1341,** 38 p. https://doi.org/10.3133/pp1341

Dipietro, J.A., Ahmad, I., Hussain, A. 2008: Cenozoic kinematic history of the Kohistan fault in the Pakistan Himalaya. — *GSA Bulletin* **120/11–12,** 1428–1440. doi: 10.1130/B26204.1

Farley, K. A., Wolf, R. A. & Silver, L. T. 1996: The effects of long alpha-stopping distance on (U-Th)/He ages. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60,** 4223–4229. https://doi.org/10.1016/s0016-7037(96)00193-7

Galbraith, R. F. & Laslett, G. M. 1993. Statistical models for mixed fission track ages.— *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* **21,** 459–470. https://doi.org/10.1016/1359-0189(93)90185-c

Gansser, A. 1964: *Geology of the Himalayas.* — Wiley Interscience, London, 289 p.

Gee, E. R. 1980: *Geological map of the Salt Range, Pakistan, scale 1:50 000.* — Directorate of Overseas Surveys, United Kingdom, for the Government of Pakistan and the Geological Survey of Pakistan.

Ghani, H., Zeilinger, G., Sobel, E. R. & Heidarzadeh, G. 2018: Structural variation within the Himalayan fold and thrust belt: A case study from the Kohat-Potwar Fold Thrust Belt of Pakistan. — *Journal of Structural Geology.* https://doi.org/10.1016/ j.jsg.2018.07.022

Ghazi, S., Ali, S. H., Saghraeyan, M. & Hanif, T. 2014: An overview of tectonosedimentary framework of the Salt Range, northwestern Himalayan fold and thrust belt, Pakistan. — *Arabian Journal of Geosciences* **8,** 1635–1651. https://doi.org/10.1007/s12517-014-1284-3

Grélaud, S., Sassi, W., Frizon De Lamotte, D., Jaswal, T. & Roure, F. 2002: Kinematics of eastern Salt Range and South Potwar Basin (Pakistan): a new scenario. — *Marine and Petroleum Geology* **19,** 1127–1139. https://doi.org/10.1016/s0264-8172(02)00121-6

Jaswal, T. M., Lillie, R. J. & Lawrence, R. D. 1997: Structure and Evolution of the Northern Potwar Deformed Zone, Pakistan. — *AAPG Bulletin* **81/2,** 308–328. https://doi.org/10.1306/522b431b-1727-11d7-8645000102c1865d

Jadoon, I. A. K., Kemal, A., Frisch, W. & Jaswal, T. M. 1997: Thrust geometries and kinematics in the Himalayan foreland (North Potwar Deformed Zone), North Pakistan. — *Geologische Rundschau* **86,** 120–131. https://doi.org/10.1130/0-8137-2328-0.275

Jadoon, I. A. K., Frisch, W., Jaswal, T. M. & Kemal, A. 1999: Triangle zone in the Himalayan foreland, north Pakistan. — *Geological Society of America Special Papers* **328,** 277–286. https://doi.org/10.1130/0-8137-2328-0.275

Jadoon, I. A. K., Hinderer, M., Wazir, B., Yousaf, R., Bahadar, S., Hassan, M., Abbasi, Z. & Jadoon, S. 2015: Structural styles, hydrocarbon prospects, and potential in the Salt Range and Potwar Plateau, north Pakistan. — *Arabian Journal of Geosciences* **8,** 5111–5125. https://doi.org/10.1007/s12517-014-1566-9

Johnson, G. D., Reynolds, R. G. & Burbank, D. W. 1986: Late Cenozoic tectonics and sedimentation in the northwestern Himalayan foredeep: Thrust ramping and associated deformation in the Potwar region. In: Allen, P. A. & Homewood, P. (eds): Foreland Basins. — *International Association of Sedimentologists Special Publication,* 273–291. https://doi.org/10.1002/9781444303810.ch15

Johnson, G. D., Zeitler, P., Naeser, C. W., Johnson, N. M., Summers, D. M., Frost, C. D., Opdyke, N. D. & Tahirkheli, R. A. K. 1982: The occurrence and fission-track ages of late Neogene and Quaternary volcanics sediments, Siwalik Group, northern Pakistan. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **37,** 63–93. https://doi.org/10.1016/0031-0182(82)90058-x

Jouanne, F., Awan, A., Pęcher, A., Kausar, A., Mugnier, J. L., Khan, N. A. & Van Melle, J. 2014: Present-day deformation of northern Pakistan from Salt Ranges to Karakorum Ranges. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **119,** 2487–2503. https://doi.org/10.1002/2013JB010776

Kazmi, A. H & Rana, R. A. 1982: *Tectonic map of Pakistan, scale 1:2.000.000.* — Geological Survey of Pakistan.

Klootwijk, C., Nazirullah, R., Dejong, K. & Ahmed, H. 1981: A Palaeomagnetic reconnaissance of Northeastern Baluchistan, Pakistan. — *Journal of Geophysical Reserach* **86/B1,** 289–306. https://doi.org/10.1029/jb086ib01p00289

Latif, M. A. 1968: Geological map of SE Hazara and parts of the adjoining districts of Rawalpindi and Muzaffarabad. Scale 1 inch to 1 mile.

Lisa, M. & Khwaja, A. A. 2004: Structural Trends and Focal Mechanism Studies in the Potwar Area with Special Emphasis on Hydrocarbon Exploration. — *Pakistan Journal of Hydrocarbon Research* **14,** 49–59.

Marshak, S. 2004: Salients, Recesses, Arcs, Oroclines, and Syntaxes — A Review of Ideas Concerning the Formation of Map-view Curves in Fold-thrust Belts. — In: McClay, K. R. (ed.): Thrust tectonics and hydrocarbon systems. — *AAPG Memoir* **82,** 131–156.

Mattauer, M. 1983: Subduction de lithosphere continentale, décollement croute manteau et chevauchements d'échelle crustale dans la chaine de collision himalayenne. — *Comptes rendus de l'Académie des Sciences* **296/4,** 81–86.

Mcdougall, J. W. & Khan, S. H. 1990: Strike-slip faulting in a foreland foldthrust belt: the Kalabagh Fault and Western Salt Range, Pakistan. — *Tectonics* **9/5,** 1061–1075. https://doi.org/10.1029/TC009i005p01061

Molnar, P. & Tapponier, P. 1975: Cenosoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. — *Science* **189,** 419–426.

Meigs, A. J., Burbank, D. W. & Beck, R. A. 1995: Middle-late Miocene (pre-10 Ma) formation of the Main Boundary thrust in the western Himalaya. — *Geology* **23/5,** 423–426. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0423:mlmmfo>2.3.co;2

Najman, Y., Pringle, M., Godin, L. & Oliver, G. 2002: A reinterpretation of the Balakot Formation: Implications for the tectonics of the NW Himalaya, Pakistan. — *Tectonics* **21/5,** 1045. https://doi.org/10.1029/2001TC001337

Nizamuddin, M. 1997: Structural traps in the Potwar Basin, Pakistan. — *AAPG Search and Discovery, Article no # 90942, AAPG International Conf. & Exhibition, Vienna, Austria, Abstract book.*

Qayyum, M., Spratt, D. A., Dixon, J. M. & Lawrence, R. D. 2015: Displacement transfer from fault-bend to fault-propagation fold geometry: An example from the Himalayan thrust front. — *Journal of Structural Geology* **77,** 260–276. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.10.010

Reiners, P. W. & Brandon, M. T. 2006: Using thermochronology to understand orogenic erosion. — *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **34,** 419–466. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.125202

Replumaz, A., Vignon, V., Regard, V., Martinod, J. & Guerrero, N. 2012: East–west shortening during north–south convergence, example of the NW Himalayan syntaxis. *Australian Journal of Geosciences* **59/6,** 845–858. https://doi.org/10.1080/ 08120099.2012.701232

Treloar, P. J., Coward, M. P., Chambers, A. F., Izatt, C. N. & Jackson, K. C. 1992: Thrust geometries, interferences and rotations in the Northwest Himalaya. — In: McClay K. R. (ed.): *Thrust tectonics.* Chapman and Hall (Springer, Dordrecht), 325–342. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_30

Wadia, D. N. 1931: The syntaxis of the northwest Himalaya: its rocks, tectonics and orogeny. — *Records of the Geological Survey of India* **65,** 189–220.

Vestrum, R., Dolgov, V., Wittman, G., Csontos, L. & Gittins, J. 2011: 3D seismic imaging over two structurally complex surveys in the foothills of Pakistan. — *First Break* **29,** 61–70. https://doi.org/10.3997/1365-2397.2011013

Yeats, R. S., Khan, S.H. & Akhtar, M. 1984: Late Quaternary deformation of the salt Range of Pakistan. — *Geological Society of America Bulletin* **95,** 958–966. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1984)95<958:lqdots>2.0.co;2

Zeitler, P. K. 1985: Cooling history of the NW Himalaya. — *Tectonics* **4,** 127–151. https://doi.org/10.1029/TC004i001p00127

Manuscript recieved: 27/04/2019

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

149/3, 279–294., Budapest, 2019

DOI: 10.23928/foldt.kozl.2019.149.3.279

A regional Alpine graphite décollement level beneath the NW Pannonian Basin

TARI, Gábor[1], NÉMETH ,Viktória[2], †HORVÁTH, Frank[3], WESZTERGOM, Viktor[4]

[1]OMV, Vienna, Austria
[2]Geomega, Budapest, Hungary
[3]Eötvös University, Budapest, Hungary, deceased
[4]Széchenyi István Geophysical Observatory of the Hungarian Academy of Sciences, Sopron, Hungary

Egy regionális alpi grafit lenyíródási felület a Pannon–medence ÉNy-i részén

Összefoglalás

A Pannon-medence ÉNy-i részén található a több mint fél évszázada kimutatott, ún. Dunántúli Vezetőképesség Anomália (TCA). Az anomália rendkívül alacsony ellenállású (1–2 Ωm), horizontálisan nagy kiterjedésű (néhány 1000 km^2) és a felszín alatt, 3 és 15 km közötti mélységben fordul elő. Az anomália kialakulásának okairól és körülményeiről már többféle magyarázat született. Ezek az elméletek az alacsony ellenállást közel függőleges helyzetű dike-ok formájában jelentkező, grafittal vagy folyadékkal kitöltött törési zónákat vagy majdnem horizontális ausztroalpi takaróhatárokat feltételeztek. Eleddig a jól vezető anomália analógiájára csak egyetlen kibukkanási helyet feltételeztek, a TCA-tól 300 km-re Ny-ra, a Drauzug–Gail-völgy térségében, a Keleti-Alpokban.

Korábbi munkák során is tettek már kísérletet a jól vezető anomália és a 2D szeizmikus reflexiós szelvényeken nagy amplitúdóval jelentkező szeizmikus reflektorok korrelálására. Jelen cikk a 2D ipari szeizmikus szelvények felhasználásával történt szisztematikus korreláció eredményeit ismerteti. Az eredmények alapján az anomália felszín alatti kiterjedése és elhelyezkedése jól korrelál a kréta korú, közel horizontális helyzetű ausztroalpi takarós határokkal. Ezt a Dunántúli-középhegység és a Keleti-Alpok takarós egységeinek modern modellje is alátámasztja.

A felső-ausztroalpi takaróegységek déli peremén, a Grauwacke-zónában számos felszíni grafitkibukkanás ismert. Az ÉNy-Stíria területén elhelyezkedő, oldalirányban nagy kiterjedésű grafitos egységek a karbon korú kőszén metamorfózisa során alakultak ki a krétában. Ebben a munkában elsőként dokumentálunk egy fúrást ÉNy-Magyarország területén ahol azonos korú grafitos egységet értek el. A magnetotellurikus anomália és a különleges szeizmikus szignál korrelációja alapján azonos paleozoos egységek a felső-ausztroalpi takarórendszer alján, 3–15 km-es mélységben helyezkedhetnek el.

Mindezek alapján a TCA jelenlegi kiterjedésének és geometriájának legjobb magyarázata a grafit jelenléte a közel vízszintes helyzetű, tektonikusan kivékonyodott alpi nyírási felületek mentén a felső-ausztroalpi takarós egységek alsó határán.

Tárgyszavak: magnetotellurika, grafit, alpi, lenyíródás, Pannon-medence, Ausztria, Magyarország

Abstract

The so-called Transdanubian Conductivity Anomaly (TCA) of the Hungarian part of the NW Pannonian Basin has been well known for more than five decades. The exceptionally low resistivity (i.e. 1–2 Ωm) zone has a very large areal extent (on the order a few thousand km^2) and it is an entirely subsurface anomaly occurring at depth between circa 3–15 km, with no corresponding outcrops. Various geological explanations of this enigmatic crustal-scale geophysical anomaly range from invoking sub-horizontal Alpine nappe contacts to sub-vertical dikes with graphite and/or saline fluid content. Only one possible analogue outcrop area was considered for the high conductivity anomaly so far, namely the Drauzug/Gailtal area of the Eastern Alps in Austria, some 300 km to the West from the TCA area.

Previous attempts to find correspondence between the TCA and prominent seismic reflectors seen on 2D seismic reflection profiles were based on data acquired by research institutions. This study systematically correlates, for the first time, the TCA with 2D industry seismic reflection data in the same area. Our new results show a very strong correlation between the subsurface extent and location of the TCA with various sub-horizontally oriented Cretaceous Alpine nappe surfaces. In addition, we draw on the latest structural correlation of the Alpine nappe stack of the Transdanubian Range with its proper tectonic counterpart in the Eastern Alps.

At the southern edge of the Upper Austroalpine units in northern Styria, in the Veitsch Nappe of the Greywacke Zone, numerous graphite localities are known historically. These laterally extensive graphite units in NW Styria formed as the result of greenschist-grade metamorphism of a Carboniferous coal sequence during the Cretaceous. For the first time, we describe here one well penetration of possibly age-equivalent graphitic units in NW Hungary. Correlation of the magnetotelluric anomaly with the distinct reflection seismic signature suggests that the same Palaeozoic graphite-bearing Upper Austroalpine units should be present at 3–15 km depth in our study area.

Therefore we propose that the best explanation for the observed extent and geometry of the TCA is the presence of graphite in subhorizontal, tectonically thinned detachment surfaces at the base of the Upper Austroalpine nappe edifice of NW Hungary.

Keywords: magnetotellurics, graphite, Alpine, décollement, Pannonian Basin, Austria, Hungary

Introduction

The application of the magnetotelluric method, based on the early theoretical work of CAGNIARD (1953), has a long history in Hungary that dates back to the early 1960s (e.g. ÁDÁM & VERŐ 1965). In particular, one of our co-authors, Prof. Ferenc (Frank) HORVÁTH, whom this special issue is dedicated to, studied this field briefly during the early part of his academic career (e.g. ÁDÁM et al. 1970; STEGENA et al. 1971, 1972).

Due to the pioneering early studies using telluric (TT) and magnetotelluric (MT) measurements in Hungary, the Transdanubian Conductivity Anomaly (TCA) was first mentioned by ÁDÁM & VERŐ (1965). The first evidence for a substantial subsurface anomaly was actually provided by the correlation of MT sounding results around Bakonybél with the signal registered at the Nagycenk geophysical observatory, some 100 km apart (*Figure 1*). At Bakonybél, the long-period changes were missing due to the very low crustal resistivity, therefore the pronounced amplitude decrease was attributed to a high conductivity anomaly beneath the Transdanubian Range of NW Hungary. In the following years the outline of the TCA was systematically mapped using relative telluric frequency soundings (ÁDÁM & VERŐ 1965). Based on the characteristics of the relative telluric frequency curves, it became clear that the high conductivity formations are located beneath the thick Mesozoic carbonates, possibly within the Palaeozoic sequence. The first MT soundings in the Bakony Mts. were done in 1966 and these measurements confirmed the earlier results based on relative telluric frequency soundings (TAKÁCS 1968).

From the 1970s on, there were two institutions, which were conducting MT measurements in NW Hungary. The Eötvös Loránd Geophysical Institution (ELGI) was focusing on regional transects making about 200 measurements in the 0.05–1000 s period range (e.g. NEMESI et al. 1994). The distance between individual measurement points was on average 2–2.5 km. In contrast, the MTA Geodetic and

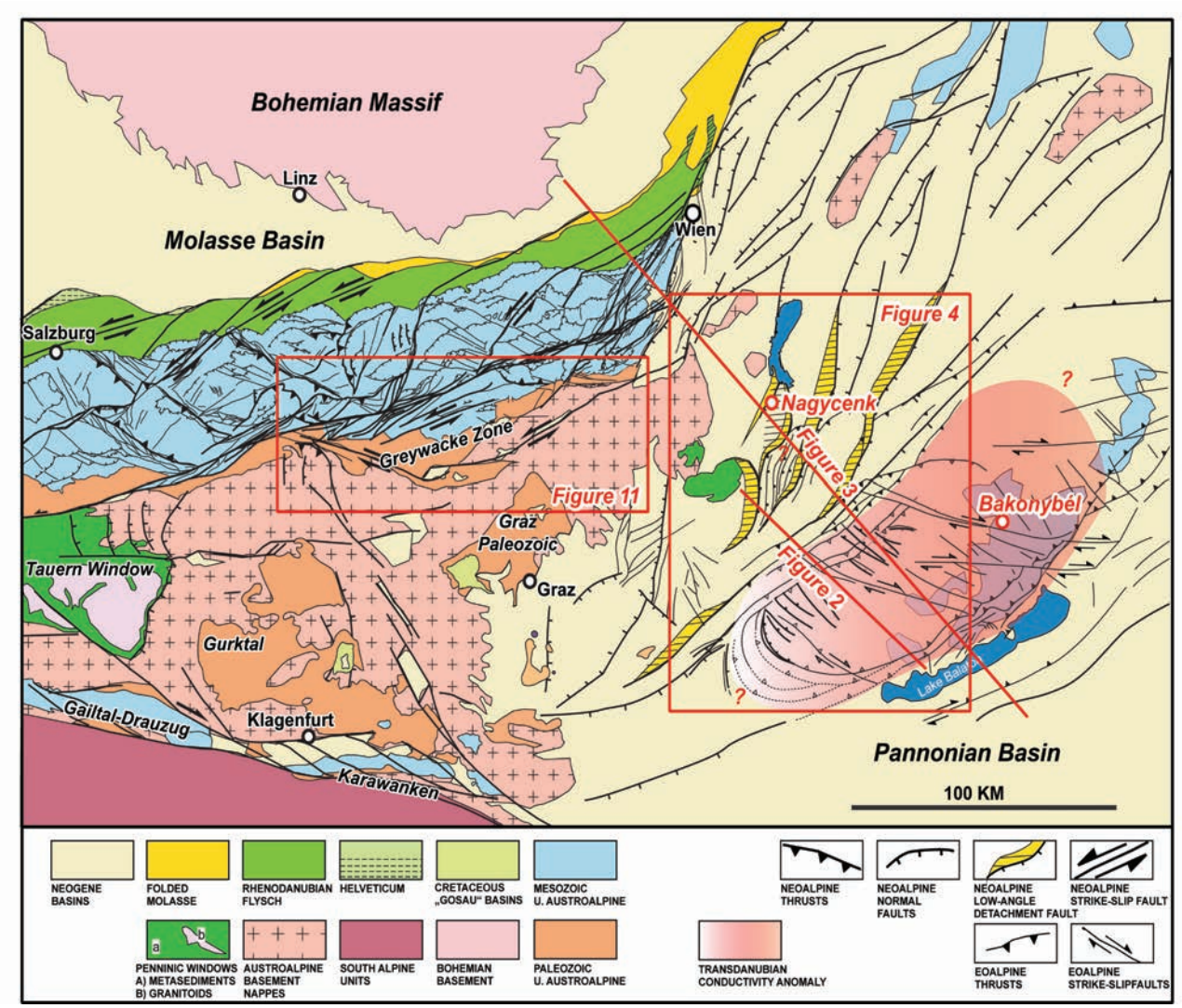


Figure 1. Alpine structural elements of the Eastern Alps and the western Pannonian Basin, modified from LINZER & TARI (2012). Geographic locations mentioned in the text are highlighted by red dots. The area of the TCA in NW Hungary is highlighted by a semitransparent polygon

1. ábra. *A Keleti-Alpok és a Pannon-medence nyugati részének szerkezeti képe, LINZER & TARI (2012) után módosítva. Az anomália (TCA) területét az átlátszó piros poligon jelöli*

Geophysical Research Institute of the Hungarian Academy of Sciences (GGKI) had MT measurements in the 10–3600 s period domain, at about 100 locations. Despite the differences, the two data sets are complementary in the context of assessing the TCA (ÁDÁM 2001).

As to the geologic nature of the TCA, various interpretations were proposed during the last three decades. An early interpretation by ÁDÁM (1976) considered fracture zones with electrolites which could have very high conductivity given the expected temperature range at depth. A subsequent interpretation considered vertical to near-vertical dikes or sets of dikes as the cause of the TCA (ÁDÁM 1987, 1996). Since a widely accepted regional tectonic model in the 1980s proposed a westward correlation of the Bakony Mts. to the West to the Drauzug Mts. in Austria (KÁZMÉR & KOVÁCS 1985), additional MT measurements were made in the Gail Valley and in the Karawanken Mts. in Austria (ÁDÁM et al. 1990). These MT measurements indicated that a graphite sequence of Palaeozoic age, located beneath Mesozoic carbonates, is probably responsible for the MT signal, which was found to be very similar to that of the TCA (ÁDÁM et al. 1990).

In this work, we consider the TCA as the result of deeply buried sub-horizontal Carboniferous graphite layers, which formed Eoalpine (Cretaceous) décollement levels providing the overthrust planes of Alpine nappe structures those. According to our interpretation, the best analogues for these graphitic units are located along the eastern Greywacke Zone in the Eastern Alps. These laterally extensive and well studied graphite units between Lassing and Kohlbachgraben (Styria) formed as the result of greenschist-grade metamorphism of a Carboniferous coal sequence during Cretaceous nappe stacking of the Alps (e.g. NEUBAUER et al. 1994).

Geological setting

Building on the interpretations of HORVÁTH & RUMPLER (1984), HORVÁTH et al. (1987), HORVÁTH (1993), TARI (1994, 1996), TARI & HORVÁTH (2006) and HORVÁTH et al (2006), an overview was published on the Alpine nappe structure of the Transdanubian Range by TARI & HORVÁTH (2010). Note that Alpine nappe structure of the Transdanubian Range has been debated for about a century in the Hungarian geologic literature (see HORVÁTH & DOMBRÁDI 2010, for a discussion). More regional overviews (e.g. SCHMID et al. 2008, FROTZHEIM et al. 2008) also described the Transdanubian Range as a correlative Alpine unit to the Drauzug (*Figure 1*). More specifically, the Drauzug–Gurktal nappe system of SCHMID et al. (2004) represents a nappe stack originally located south of the Meliata embayment and in their synthesis the Palaeozoic of the Transdanubian Range correlates with the Graz Palaeozoic (*Figure 1*). The Greywacke Zone forms the stratigraphic basis of a part of the Northern Calcareous Alps (*Figure 1*) and finds its eastern continuation in the Gemmericum of the West Carpathians (SCHMID et al. 2004, 2008).

Another point of view was introduced by TARI & HORVÁTH (2006) and shortly after by LINZER & TARI (2012) emphasising the structural similarities between the Northern Calcareous Alps and that of the Transdanubian Range situated in the highest structural position within the Alpine nappe stack. In our view, the Upper Austroalpine units, such as the Drauzug–Gurktal nappes, the Palaeozoic of Graz *(Figure 1*) and various Palaeozoic units in the subsurface of the Styrian and Danube Basin are distributed as large klippen in the central and southern areas of the Eastern Alps corresponding to a once-contiguous Upper Austroalpine nappe system covering the entire realm (TARI 1994).

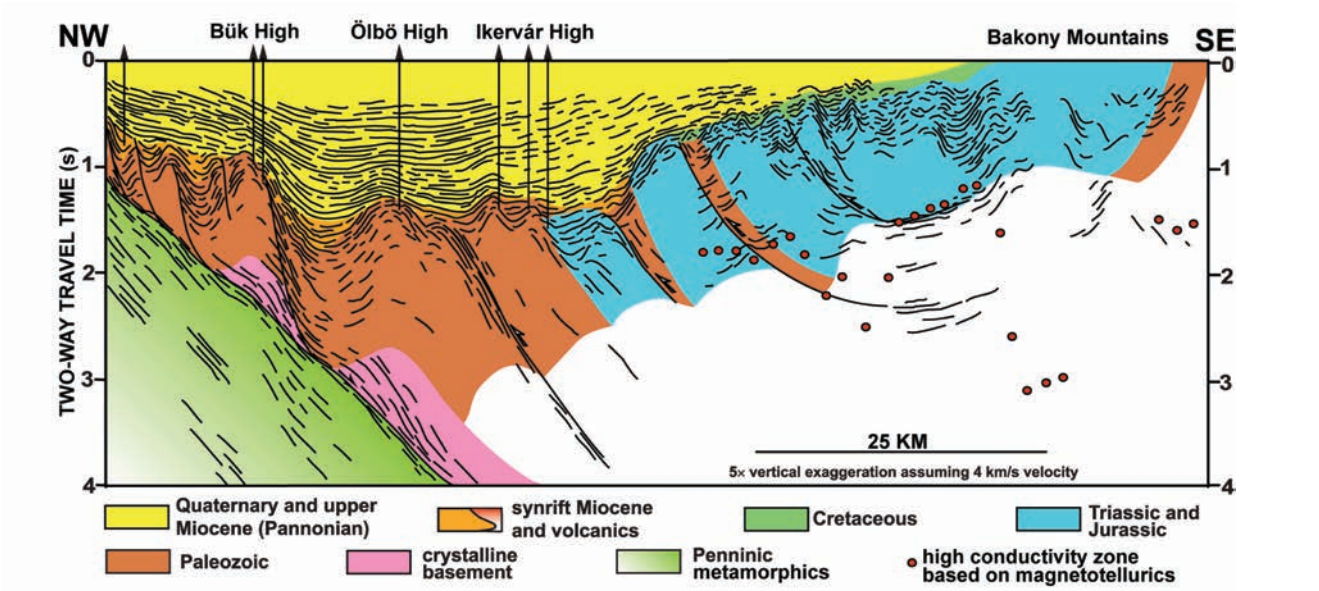


Figure 2. Line drawing interpretation of a regional transect based on vintage 2D reflection seismic data in north-western Hungary (for location see *Figure 1*), adapted from TARI & HORVÁTH (2006)

2. ábra. *Regionális geológiai szelvény értelmezése 2D szeizmikus reflexiós mérések alapján (TARI & HORVÁTH, 2006). A szelvény nyomvonalát az 1. ábra mutatja*

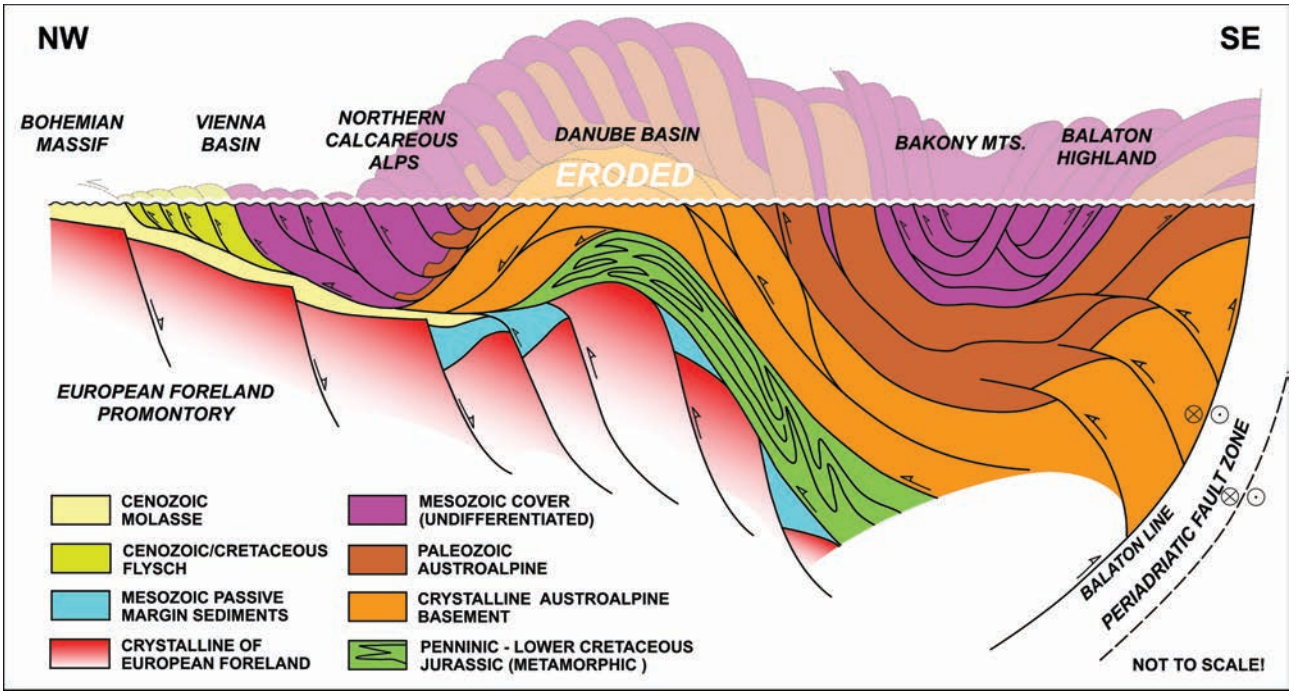


Figure 3. Idealised cross section across the Alpine–Pannonian junction area (for location see *Figure 1*) modified from TARI & HORVÁTH (2006). Note that the flattening datum level of this cartoonish transect is the erosional surface at the base of the combined Senonian–Cenozoic basin fill. See text for detailed explanation

3. ábra. *Idealizált szerkezeti modell a Keleti-Alpok Pannon-medencével határos területén keresztül (nyomvonalát lásd. az 1. ábrán), TARI & HORVÁTH (2006) után módosítva. A szerkezeti modell referencia szintje a senon–kainozoos medencefeltöltődés bázisának eróziós felszíne. Ennek részletes magyarázatát lásd a szövegben*

To illustrate the presence of Eoalpine (Cretaceous) nappe systems beneath the NW Pannonian Basin, to be correlated with the classical units of the Eastern Alps (*Figure 1*), a simplified regional composite seismic transect is shown here (*Figure 2*) adapted from TARI & HORVÁTH (2006). This regional transect has been reproduced as a line drawing interpretation for clarity, trending generally north-west–north-north-west, therefore as a dip line with respect to most Eoalpine and Neoalpine structures in NW Hungary. Note that some of the MT measurement points of the TCA have been projected onto this regional section (*Figure 2*) suggesting some broad coincidence of the high conductivity anomalies with the inferred nappe boundaries to be described in this work.

To better understand the pre-existing Eoalpine nappe structure, the footprint of the Neogene extensional tectonics needs to be removed followed by the various Palaeogene and Senonian basin fragments. The idealised cartoonish transect across the Alpine–Pannonian junction area based on a regional transect by TARI (1996) is a qualitative attempt to illustrate the interpretation concept that the Eoalpine nappe units of the Eastern Alps were once contiguous with those of the Transdanubian Range (*Figure 3*). In particular, both the Northern Calcareous Alps including the Greywacke Zone at its base and the nappe system of the Bakony Mountains have an Upper Austroalpine tectonic position, i.e. on top of the Alpine nappe system. This once continuous nappe stack disintegrated because of large-scale exhumation and erosion during the late Oligocene and the subsequent Miocene extensional periods (e.g. HORVÁTH et al. 2006, TARI & HORVÁTH 2006, KUHLEMANN et al. 2006).

The important aspect of the cartoon model (*Figure 3*) for this work is that the area where the TCA is located have Upper Austroalpine Palaeozoic units which do have counterparts in the outcrops in the Eastern Alps along strike (i.e. in the Gurktal and Graz Palaeozoic of the Drauzug–Gurktal nappe system and the Greywacke Zone) and some limited outcrops along the Balaton Highland (*Figure 1*). Unfortunately, the subcrop of the Upper Austroalpine Palaeozoic units beneath the Neogene to Quaternary Danube Basin in the area of the TCA is located entirely in the subsurface and, therefore, is known only from wells (e.g. HAAS et al. 2010). However, it is important to note that BALÁZS (1971, 1975) has already correlated the various poorly dated Palaeozoic units encountered in numerous hydrocarbon exploration wells with those of the Graz Palaeozoic, based on their lithological characters.

Data base and methods

The NW Pannonian Basin of Hungary is well covered by an extensive 2D seismic reflection data set (*Figure 4*), which was mostly acquired in the 1980s (e.g. TARI 1994, TARI & HORVÁTH 2010). These are migrated standard industry seismic profiles processed typically down to 4 s two-way travel time. Whereas there are some recently acquired 3D seismic reflection data sets in the same area, we

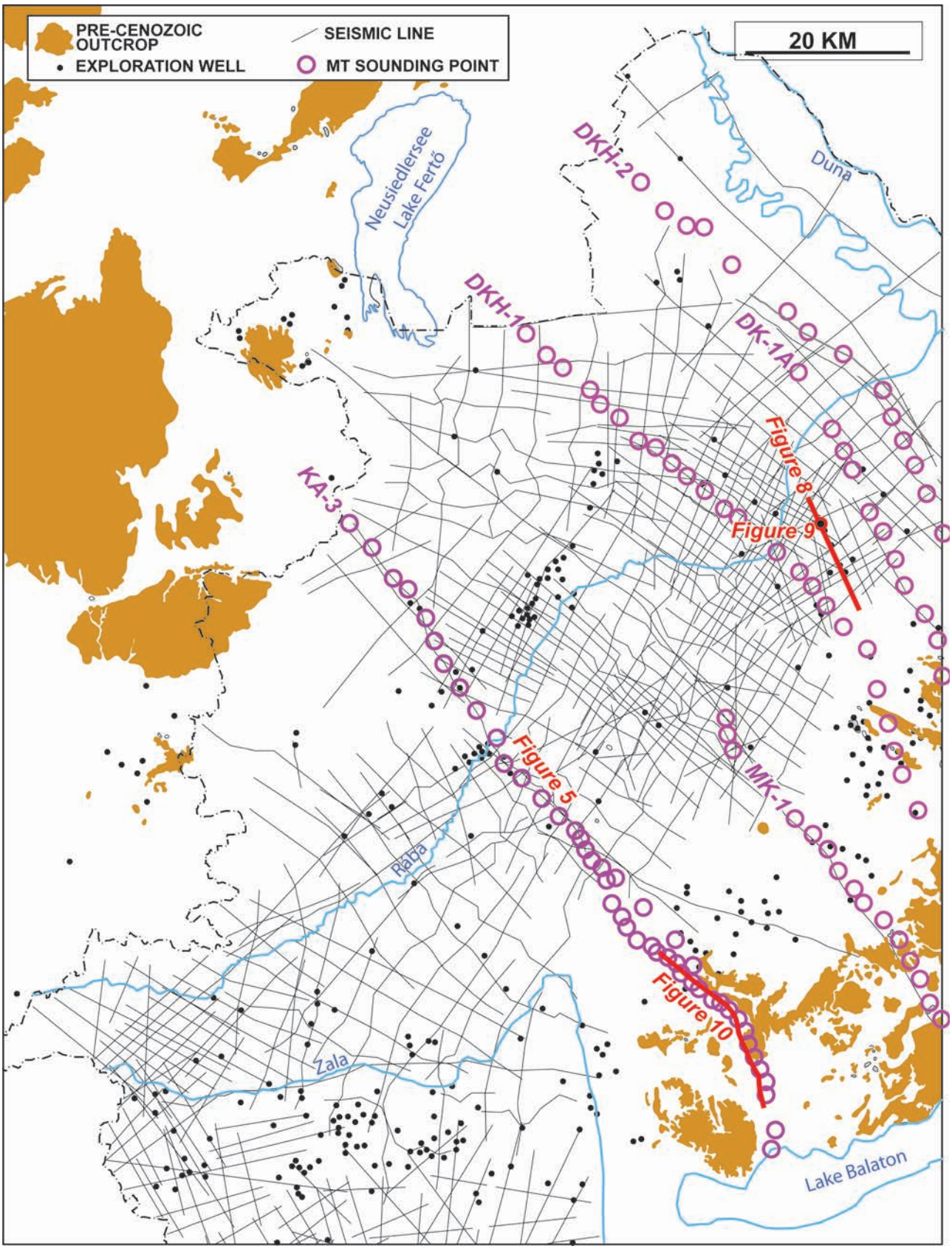


Figure 4. Data base for this study: 2D seismic reflection (black lines) and MT (magnetotelluric) sounding points (magenta circles) in the NW Pannonian Basin of Hungary (for a location see *Figure 1*)

4. ábra. *A vizsgálat során felhasznált adatok helyszínrajza: 2D szeizmikus reflexiós szelvények (narancssárga vonalak) és MT (magnetotellurikus) szondázási pontok (lila körök) a Pannon-medence ÉNy-i részén. A vizsgált terület az 1. ábrán látható*

Table I. Resistivity measurements on graphite samples from the Eastern Alps
I. táblázat. *Ellenállás mérési eredmények grafit mintákon a Keleti Alpokból*

Pure graphite from Kaisersberg, Styria
(Note that the bedding was difficult to define in this sample)

a) ρ^{II}= 0.0315 Ωm $\rho^{\perp}$ = 0.267 Ωm anisotropy: 9.7
b) ρ^{II}= 0.0307 Ωm $\rho^{\perp}$ = 0.44 Ωm anisotropy: 14.6

Massive, but laminated graphite from Hochfilzen, Tirol

a) ρ^{II}= 14.9 Ωm $\rho^{\perp}$ = 72 Ωm anisotropy: 4.8
b) ρ^{II}= 12 Ωm $\rho^{\perp}$ = 93 Ωm anisotropy: 7.78

have not integrated those into our study. We had also access to about 200 hydrocarbon exploration wells drilled in the area (*Figure 4*), including well-logs, cutting and core descriptions and final geological well reports. Since most of these wells were drilled in the 1970s and 1980s, the well log suites typically do not include velocity (i.e. sonic) information which made the proper depth conversion on the wells challenging. Since all the reflection seismic data was interpreted in the two-way travel time domain, the depth conversion was critical to plot the position of the high-conductivity anomaly on the seismic profiles (i.e. *Figures 2,* and later 8, 9). The depth conversion was based on regional time-depth functions derived from 8 well check-shot surveys in the Hungarian Danube Basin (NÉMETH 2014).

The numerous MT (magnetotelluric) sounding points in the same general area (*Figure 4*) were compiled from various sources, including NEMES et al. (1994), ÁDÁM (2001) and NÉMETH et al. (2014). The details of the raw MT data, processing schemes, also including inversion, were described by NÉMETH (2014). 74 individual MT sounding points were processed using the GEOSYSTEM WinGLink software. This software offers two 1D inversion algorithms, using the Bostick transformation or the Occam inversion (BOSTICK 1977, CONSTABLE et al. 1987). The 1D inversion was done on MT stations measured along two regional transects (KA–3 and DHK–1) measured by the Eötvös Loránd Geophysical Institution. Whereas the KA–3 transect is about 95 km long with 49 MT sounding points, the DKH–1 transect is about 80 km long with 25 MT stations (*Figure 4*).

To constrain the modelling results assuming graphitic lithologies as the primary cause for the TCA, we also measured graphite rock samples from outcrops and mines located in the Greywacke Zone of the Eastern Alps (*Table I*).

Inversion and interpretation of the magnetotelluric data sets in the context of the TCA

The magnetotelluric inversion results along the longer and better constrained KA–3 transect are reproduced here (*Figure 5*), adapted from NÉMETH et al. (2014). On the SE part of this regional MT transect, beneath the Bakony Mts., the TCA manifests itself by two exceptionally high conductivity zones (coloured in red) found at upper crustal depth (3–15 km). The overall position of this "double-decker" anomaly coincides with the primary synform of the Transdanubian Range. The thick Triassic to Jurassic carbonates (up to 2–3 km) outcropping on the surface have a distinct high resisitivity signal with values in the 200–1000 Ωm range. Between about KA–3–17 and KA–3–18b this succession is repeated by overthrusting (e.g. TARI & HORVÁTH

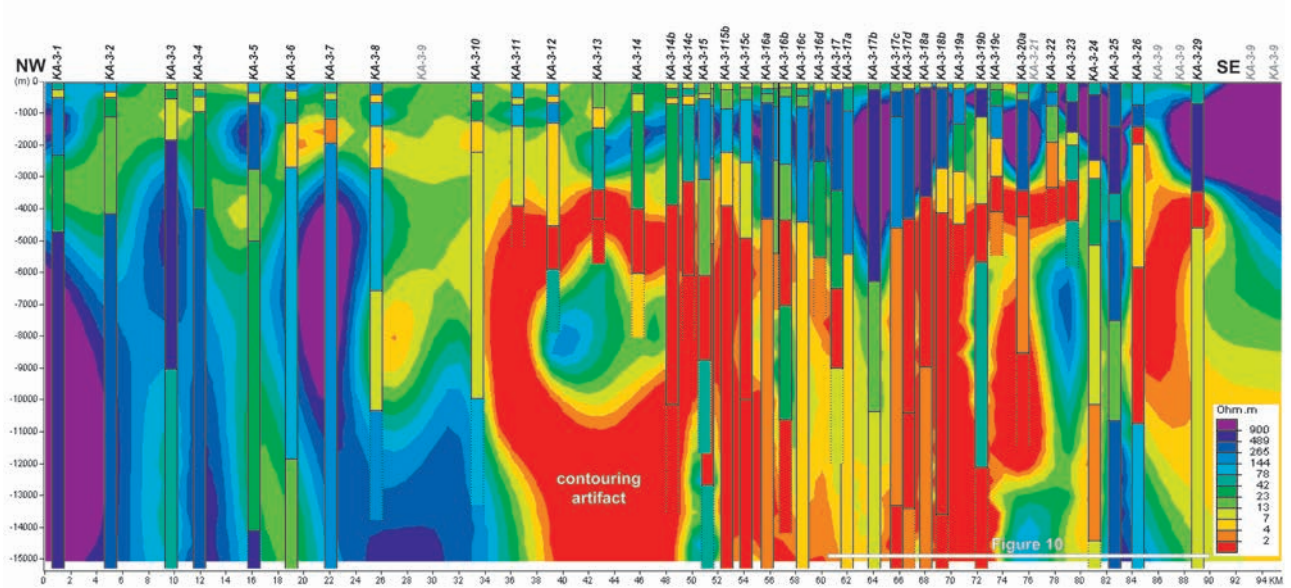


Figure 5. Regional MT transect (KA-3) across the NW Pannonian Basin, Hungary showing the presence of exceptionally high conductivity zones (coloured in red) at upper crustal depth (3-15 km). For location see *Figure 4*. Note that there are at least two of these MT anomalies, a shallower one and a deeper one, corresponding to two interpreted Eoalpine detachment levels. Note that the "ring-shaped" anomaly in the center is a contouring artifact. Vertical exaggeration is 2.5

5. ábra. *Regionális MT szelvény (KA-3) a Pannon-medence ÉNy-i részén, amelyen a rendkívül magas ellenállású zónák (piros színnel jelölve) a felső kéregben láthatóak, 3-15 km mélységben. A szelvény elhelyezkedését a 4. ábra mutatja. A szelvényen két MT anomália azonosítható, egy sekélyebb és egy mélyebb, melyek megfeleltethetők egy-egy eoalpi lenyíródási felületnek. Megjegyzendő, hogy a szelvény közepén található „gyűrű alakú" anomália a kontúrozás hibájából adódik, az értelmezés során figyelmen kívül kell hagyni. Vertikális túlmagasítás: 2,5*

2010) and that is why the total thickness of the Lower Mesozoic carbonates is about 5 km in the center of the Bakony syncline (*Figure 5*). Note that the deep "ring-shaped" low-resistivity anomaly between KA–3–11 and KA–3–15 is a contouring artifact and it should be ignored. Similarly, another contouring artifact is the one at the south-eastern end of the transect where a deeper and relatively steeply dipping segment of the TCA, which could be followed through the MT stations KA–3–24, –26 and –29, probably projects up closer to the surface near the Lake Balaton.

Importantly, the TCA, defined by low resistivity anomalies in the 2–4 Ωm range, cannot be found to the NW from the MT station KA–3–11 (*Figure 5*). This marked change in the MT resistivity response can be confidently followed along strike in a NE–SW direction as the map-view results of Nemes et al. (1994) showed. This marked change defines the extent of the TCA to the NW (*Figure 1*).

Considering the various explanations for the extremely low resistivity anomaly (e.g. Ádám 1980, 1987, 1996), we prefer the model whereas graphite is the primary cause (Ádám 1996, Glover & Ádám 2008), for geological reasons (see later). Assuming graphitic lithologies, the question arises how much graphite is required to cause the observed average horizontal conductivity of about 1–2 Ωm? We have built geologically reasonable models for a 100 m thick gross lithologic column with variable amount of graphite and other common lithologies, such as shale, silt, sandstone and limestone (*Figure 6*). The 100 m thickness has been chosen as it is a vertical interval which is still resolvable by both MT sounding and conventional industry reflection seismic data at the depth of 4–8 km. Whereas the typical resistivities for the non-graphitic lithologies in these lithologic columns (*Figure 6*) were selected based on published literature (e.g. Keller 1987), we have actually measured the resistivity of a graphite rock sample from the active Kaisersberg graphite mine (*Table I*).

We chose to have various amounts of net graphite emplaced within the 100 m lithologic column, i.e. 1, 2, 5 and 10 m thick layers (*Figure 6*). The calculations for the average horizontal resistivity then produced 3.01, 1.52, 0.62 and 0.31 Ωm for these cases, respectively (*Figure 6*). Therefore the modelling showed that just a few metres thick graphite layer could cause the typically observed 1–2 Ωm resistivity of the Transdanubian Conductivity Anomaly (TCA) of the Hungarian part of the NW Pannonian Basin.

Correlation of the high-conductivity zone with prominent seismic reflectors

Many seismic examples compiled by Németh (2014) show that the TCA does correspond in many instances to a distinct reflector package on seismic reflection profiles. For brevity, here only two of these seismic lines will be

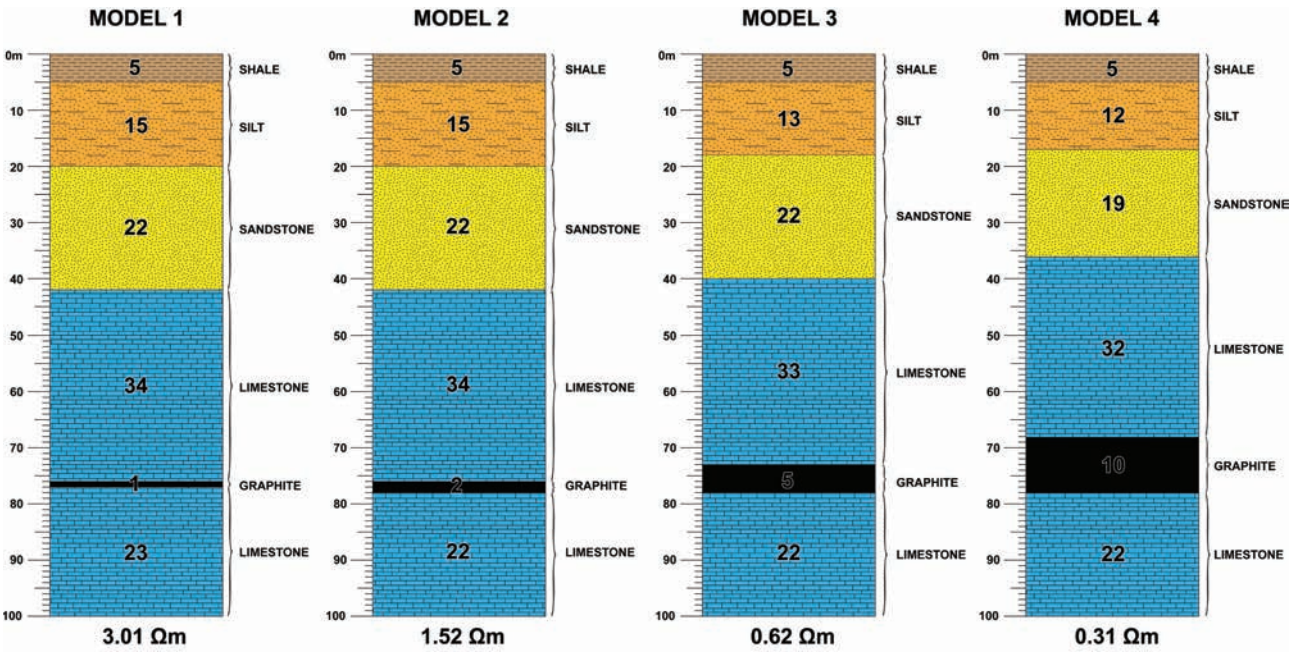


Figure 6. For modelling the impact of graphite thickness on the MT anomaly, we chose to have various amount of net graphite within a 100 m lithologic column, i.e. 1, 2, 5 and 10 m thick layers. The calculations for the average horizontal resistivity then produced 3.01, 1.52, 0.62 and 0.31 Ωm for these cases, respectively. Assuming a 100 m gross lithologic interval resolvable by conventional industry reflection seismic data at the depth of 5–10 km, we found that just a few metres of net graphite lithology could reproduce the observed average horizontal conductivity of about (i.e. 1–2 Ωm) of the Transdanubian Conductivity Anomaly (TCA) in the NW Pannonian Basin

6. ábra. *Különböző vastagságú grafitrétegek alacsony ellenállás anomáliát okozó hatásának modellezése. A rendelkezésünkre álló kaisersbergi mintákból a grafit ellenállása ismert (I. táblázat), a különböző litológiákra pedig becsülhető, így egy 100 m vastagságú rétegsor átlagos ellenállásértéke meghatározható. A rétegsor felépítése szintén megadható ipari reflexiós szeizmikus adatok segítségével 5–10 km mélységben. A modellezés alapján már néhány m vastagságú grafitréteg is okozhat hasonlóan alacsony horizontális irányú vezetőképesség anomáliát (1–2 ΩÁm), mint amilyen a Dunántúli Vezetőképesség Anomália (TCA) esetében is megfigyelhető a Pannon-medence ÉNy-i részén*

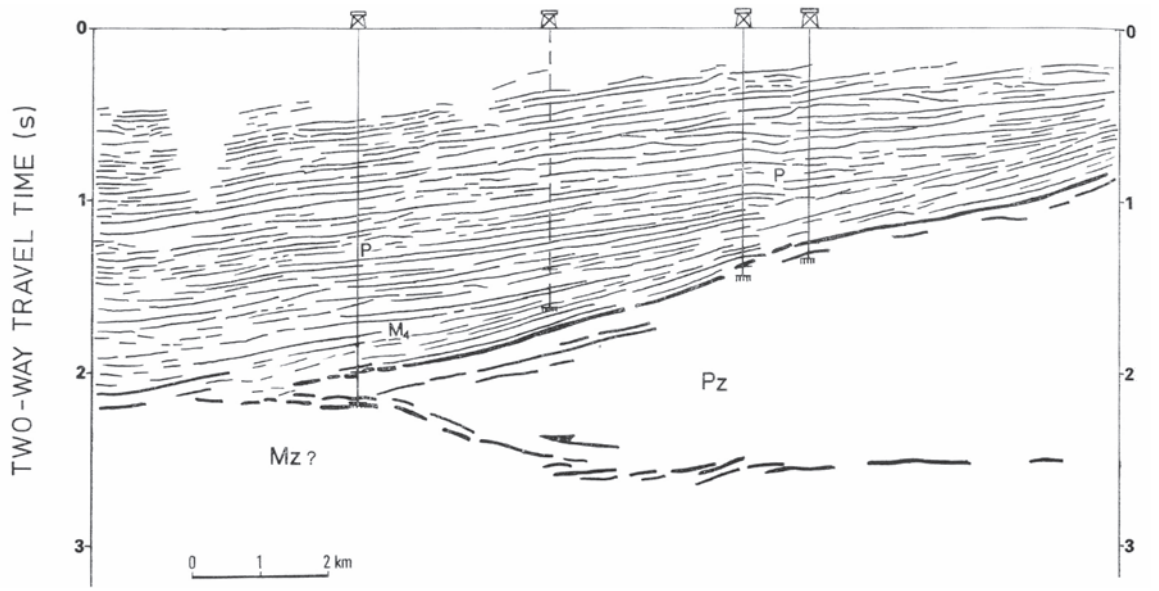


Figure 7. Interpretation of a vintage industry 2D reflection seismic line (Vpá-10) adapted from HORVÁTH & RUMPLER (1984). The prominent strong package of reflectors beneath within the pre-Cenozoic basement was interpreted here, for the first time, as the seismic expression of a Alpine (Cretaceous) nappe boundary (for location see *Figure 4*)

7. ábra. *2D szeizmikus reflexiós szelvény (Vpá-10) értelmezése HORVÁTH & RUMPLER (1984) szerint, amelyen először kötötték a prekainozoos aljzatban jelentkező erős reflexiókat kréta korú alpi takaró határához (a szelvény nyomvonalát lásd a 4. ábrán)*

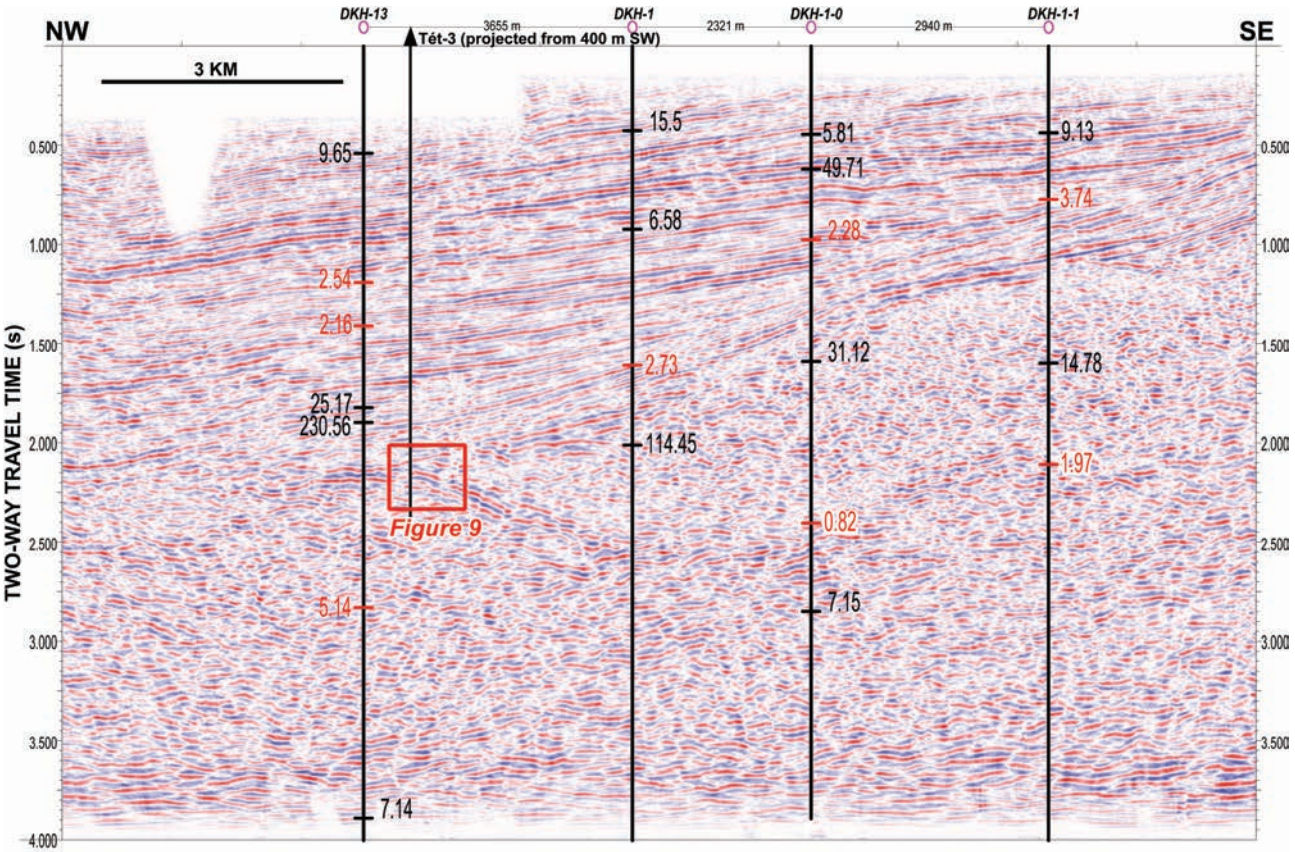


Figure 8. The same seismic section (Vpá-10) as shown in *Figure 7,* but here the MT inversion results were plotted on the line, modified from NÉMETH (2014). Low resistivity values are highlighted in red. Note the coincidence of the prominent package of reflectors inferred to be an Alpine detachment surface by HORVÁTH & RUMPLER (1984) with two very low resistivity measurements (i.e. 0.86 and 1.97 Ωm) corresponding to the TCA (for location see *Figure 4*)

8. ábra. *A Vpá-10 szeizmikus szelvény, rajta az MT inverzió eredményeivel, módosítva NÉMETH (2014) után. Az alacsony ellenállásokat a piros értékek jelölik. Megfigyelhető, hogy a HORVÁTH & RUMPLER (1984) által alpi lenyíródási felületként értelmezett reflexió jól egybeesik két alacsony ellenállású zónával (0.86 és 1.97 Ωm), melyek megfeleltethetők a vezetőképesség anomáliának (TCA, a szelvény nyomvonalát lásd a 4. ábrán)*

reproduced and discussed. In particular, we chose a vintage industry 2D reflection seismic line (Vpá–10) which turned out to be crucially important for HORVÁTH & RUMPLER (1984) to suggest for the first time that the prominent strong package of reflectors beneath within the pre-Cenozoic basement is the seismic expression of a Cretaceous Alpine nappe boundary (*Figure 7*). Along this seismic section, the lithology of the pre-Cenozoic basement is constrained by hydrocarbon exploration wells. Moreover, the well (Tét–3) on the NW end of the section was drilled specifically to penetrate the inferred Alpine overthrust interpreted to be located between Palaeozoic units on top and Mesozoic units below (HORVÁTH & RUMPLER 1984). According to HORVÁTH & RUMPLER (1984), this well did not reach the expected overthrust plane because the drilling operations became difficult and the well was terminated some 400 m short of the original total depth. The well encountered about 400 m slightly metamorphosed Palaeozoic units in the pre-Cenozoic basement before reaching the TD.

The same seismic section (Vpá–10) was re-examined by NÉMETH (2014). The nearby MT inversion results were projected and plotted on the line which is displayed in two-way travel time, using the regional time-depth conversion based on nearby well check shots (*Figure 8*). Low resistivity values (i.e.

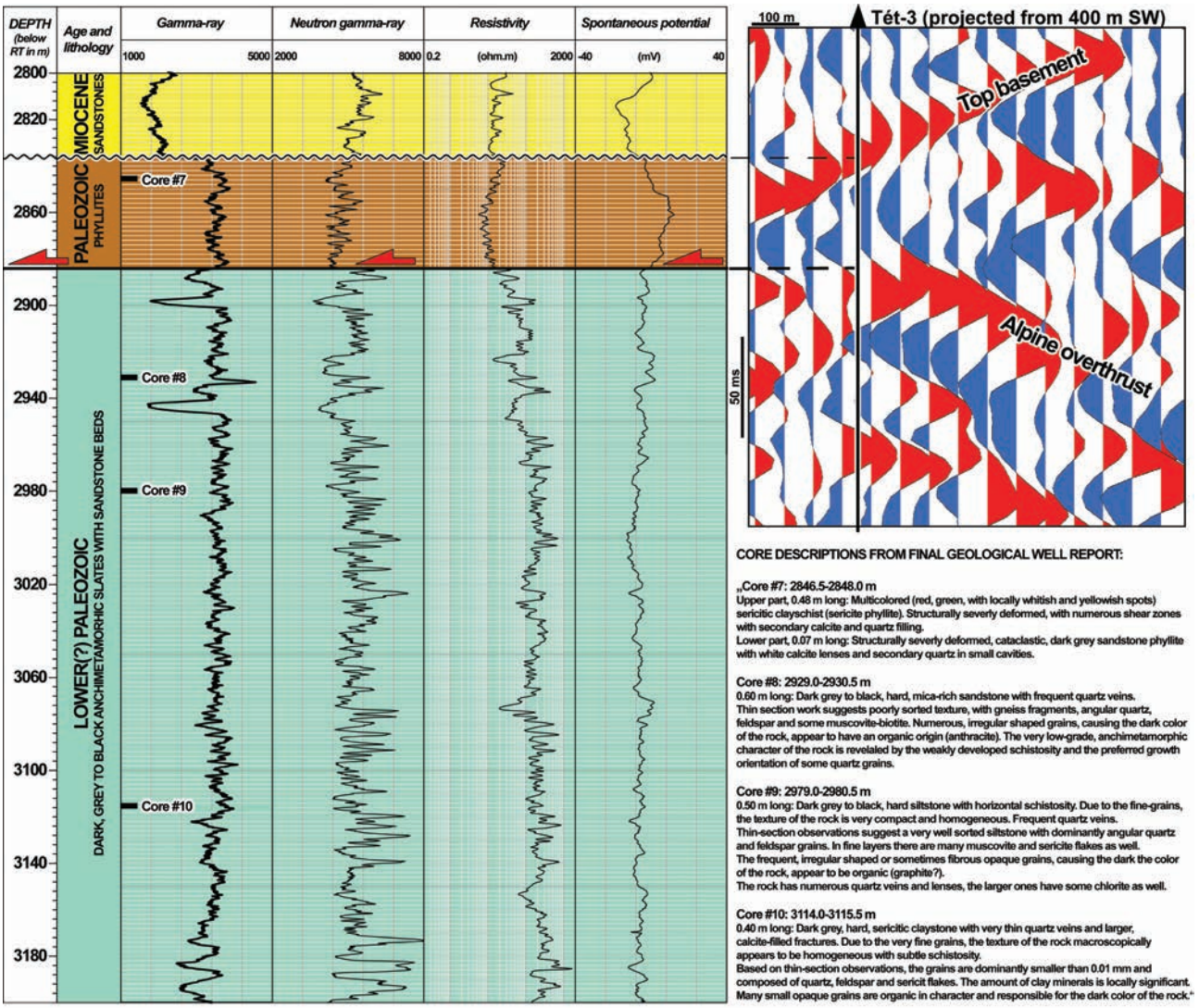


Figure 9. Well-logs of the Tét-3 well displayed between 2800-3200 m. Note the marked character change on the resistivity log at 2882 m depth, subdividing the Palaeozoic sequence into two parts. The core descriptions reproduced from the final geologic report without any changes also support the topmost 50 m of this sequence being low-grade (epimetamorphic) metamorphosed phyllites as opposed to the underlying anchimetamorhic sandy slates. A zoomed-in part of the Vpá-10 migrated time seismic section (*Figure 8*) is displayed assuming a 3000 m/s average seismic velocity in the vicinity of the overthrust plane. Note that this assumption has been made due to the lack of a proper synthetic seismic tie. Red and blue wiggles stand for seismic peaks and troughs, respectively. The seismic traces diplayed are about 60 m apart and the well has been projected into the plane of the seismic section by about 400 m from the SW

9. ábra. *Karotázs szelvény a Tét-3 fúrásból 2800-3200 m közötti mélységben. Különösen az ellenállás szelvényen 2882 m mélységben figyelhető meg egy markáns változás, amely a paleozoos rétegsort két részre bontja. A magleírás szintén alátámasztja ezt, a rétegsor legfelső 50 méterét alacsony metamorf fokú (epimetamorf) fillitek alkotják, szemben az alatta lévő anchimetamorf homokos palákkal. Az ábra jobb oldalán a Vpá-10 (8. ábra) migrált időszelvény egy kinagyított része látható, 3000 m/s átlagos szeizmikus sebességet feltételezve az áttolódási sík környezetében. Megfelelő szintetikus szeizmogramm hiányában a sebesség értéke csak egy becsült érték. A piros és kék amplitudók a szeizmikus csúcsokat és völgyeket jelölik. Az egyes szeizmikus csatornák távolsága kb. 60 m, míg a kút kb. 400 m távolságból vetül a szeizmikus szelvényre DNy-i irányból*

less than 5 Ωm) are shown in red. Note the coincidence of the prominent package of intra-basement strong reflectors inferred to be an Alpine detachment surface by HORVÁTH & RUMPLER (1984), with two very low resistivity measurements (i.e. 0.86 and 1.97 Ωm) corresponding to the TCA (NÉMETH 2014).

The final geological well report on this particular well was finished in November 1985, obviously not available to HORVÁTH & RUMPLER (1984) at the time of writing their paper. However, in the report we have found evidence for the presence of a) an Eoalpine overthrust plane penetrated in the well and b) possibly graphite based on the conventional cores taken in the poorly dated Palaeozoic sequence in this well (*Figure 9*). Between 2822–3260 m, the Palaeozoic sequence was described as being dominated by very low-grade (anchimetamorphic) metamorphosed slates. However, the topmost 50 m of this sequence was described as low-grade (epimetamorphic) metamorphosed phyllites and being different from the underlying anchimetamorphic sandy slates. This macroscopic observation was also supported by thin section descriptions and a marked character change on the resistivity log at 2882 m depth (*Figure 9*). The thin section descriptions of the cores taken in deeper part of the Palaeozoic sequence (cores #8, 9 and 10), done by Endre BALÁZS, also mention the presence of opaque grains responsible for the dark grey colour of the rock. Some of these opaque grains display even fibrous fabric indicating their organic origin. Therefore the report classified these grains as anthracite, or even graphite, with a question mark (*Figure 9*).

In our assessment, the detailed post-drill analysis of the well and reflection seismic data (*Figure 9*) proved the pre-drill interpretation of HORVÁTH & RUMPLER (1984) assuming the presence of a major Alpine overthrust plane. The 2882 m depth picked for the overthrust plane in the Tét–3 well using the well logs corresponds reasonably to the top of the prominent reflector package (*Figure 9*) in lieau of a proper synthetic seismic tie.

The sub-thrust hydrocarbon exploration play of the Tét–3 well failed as it did not penetrate the expected Mesozoic reservoir sequence beneath the detachment surface, but it has rather found non-reservoir, low grade Palaeozoic metamorphics (*Figure 9*).

The KH–2 seismic profile is another illustration for the frequent coincidence of strong intra-basement reflector packages with the high conductivity layer (*Figure 10*). This seismic profile was also utilised by NÉMETH (2014) and she projected 17 of the 1D MT inversion results from the nearby KA–3 MT transect. Compared to the seismic example discussed above (*Figure 8*), there are two prominent reflector bundles on this profile which appear to correlate very well with the very low resistivity rock units (i.e. 0.36 and 4.67 Ωm) defining the TCA along this transect. Note that there are at least two of these MT anomalies on top of each other, a shallower one and a deeper one, corresponding to two interpreted Eoalpine detachment levels (*Figure 5*).

Interpretation of the data in terms of an Alpine graphite-bearing detachment level

In the overall framework of the Eastern Alps, the outcropping Greywacke Zone at the base of the Northern Calcareous Alps (*Figure 1*) is a very good analogue for the subsurface structural fabric beneath the Hungarian NW Pannonian Basin (*Figure 3*). In particular, historically

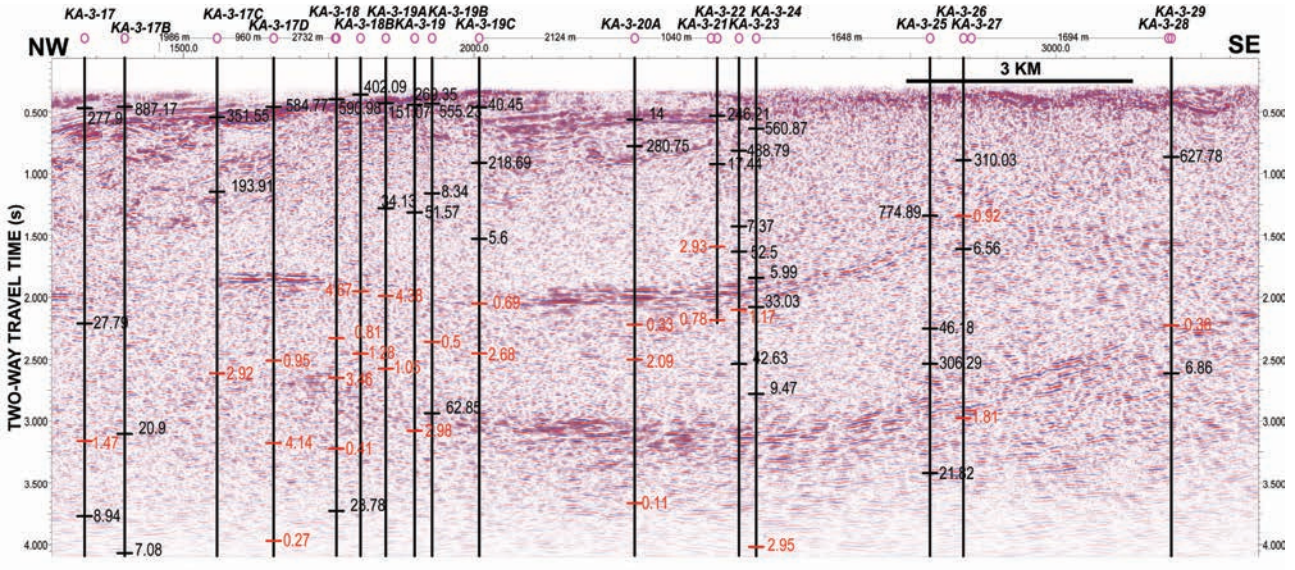


Figure 10. Vintage industry 2D reflection seismic data (Line KH–2) in north-western Hungary showing the presence of Cretaceous Alpine nappe contacts as sub-horizontal bright reflector packages in the pre-Cenozoic basement of the Pannonian Basin. Resistivity values based on MT soundings are shown to illustrate the good match of the high-conductivity MT anomaly (TCA) with the inferred Alpine overthrust plane (for location see *Figure 4*)

10. ábra. *Az Északnyugat-Magyarország területén található 2D szeizmikus reflexiós szelvényeken a kréta korú, alpi takaróhatárok közel vízszintes helyzetű erős reflektorokként jelentkeznek a prekainozoos aljzatban. Az MT szondázáson alapuló ellenállásértékek jó egyezést mutatnak a magas vezetőképességű MT anomália (TCA) és az alpi takaróhatárok helyzete között (a szelvény nyomvonalát lásd a 4. ábrán)*

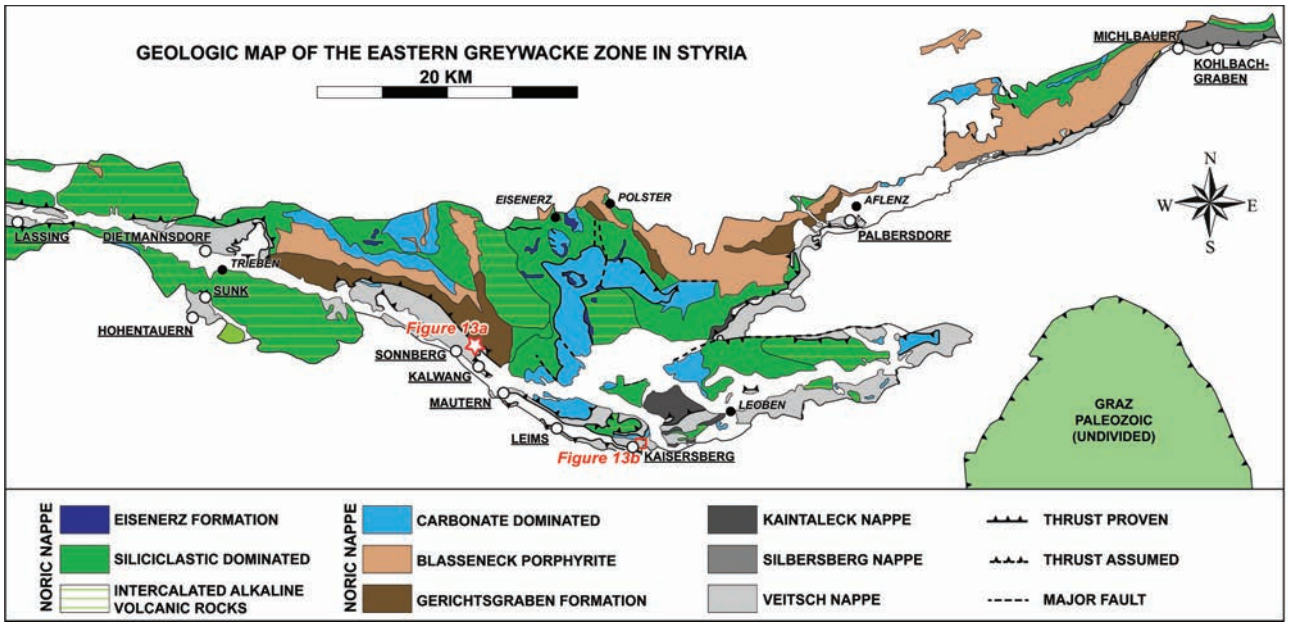
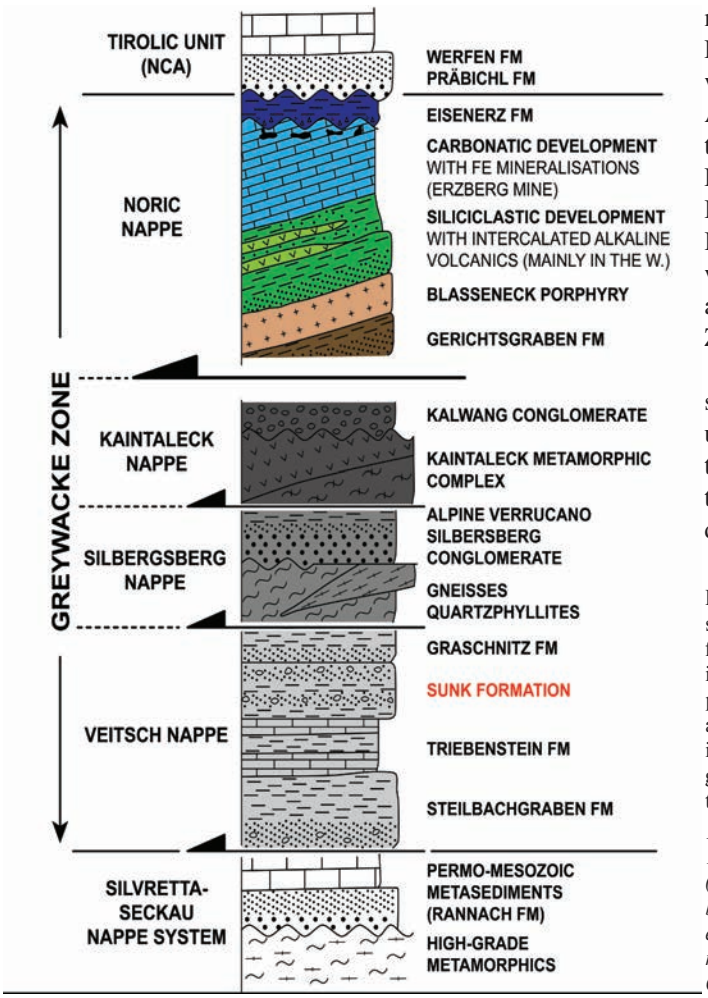


Figure 11. Geologic map of the eastern Greywacke Zone in Styria (Gasser et al. 2009) with the location of our own samples (listed in *Table I*) and those of Rantitsch et al. (2004). For location of this area within the Eastern Alps, see *Figure 1*

11. ábra. *A stájerországi keleti Grauwacke-zóna geológiai térképe (Gasser et al. 2009). A Rantitsch et al. (2004) által megvizsgált pontokat aláhuzással jeleztük. A mi mintáinkat illetően a kibúvás (13. ábra, a) helyét a térképen piros csillag, a kaiserbergi területet (13. ábra, b) pedig a piros négyzet jelöli. A Grauwacke-zóna elhelyezkedése a Keleti-Alpokon belül az 1. ábrán látható*



numerous graphite occurrences were described in the Eastern Greywacke Zone (*Figure 11*) and many of these were mined in Styria (e.g. Metz 1938, Scharfe 1981, Aigner et al. 1990, Rantitsch et al. 2004). We acknowledge the presence of graphite in the Gurktal Nappe complex (e.g. Flügel & Neubauer 1984, Koroknai et al. 1999) and in the Drauzug–Gailtal area as well (e.g. Ádám et al. 1990). However, for our physical measurements of the conductivity we needed a reference area with massive graphite (*Figure 11* and *Table I*) and that is why we chose the eastern Greywacke Zone as the best analogue area in the Eastern Alps.

The Greywacke Zone has a very complex internal structure (*Figures 11* and *12*), as it has several Eoalpine nappe units in it (e.g. Neubauer et al. 1994). These four major Alpine thrust sheets were subdivided by their basement lithologies, their Late Palaeozoic to Triassic cover sequences, and the degree of pre-Alpine metamorphism. These are, from footwall

Figure 12. In the Greywacke Zone of the Austroalpine nappe stack there are several nappe units (e.g. Neubauer et al. 1994). In particular, the Carboniferous Sunk-formation (up to 150 m thick) of the Veitsch nappe unit is interpreted as a deposit formed in a delta environment with coal seams in it, presently exposed on the surface in a greenschist metamorphosed facies. The age of Alpine greenschist facies metamorphic overprint: 100–80 Ma (Eoalpine, i.e. Late Cretaceous). Due to this metamorphic imprint, the coals turned to graphite at many locations along the Greywacke Zone in Styria. We adopted the figure from Gasser et al. (2009)

12. ábra. *A Grauwacke-zóna számos takarós egységből épül fel (pl. Neubauer et al. 1994). A Veitsch takarós egységen belül található karbon korú Sunk Formáció (akár 150 m vastagságú) egy deltakörnyezetben lerakódott üledékes rétegsor, benne szénrétegekkel. A formáció zöldpala fácieskénti bukkan a felszínre, amely egy 80–100 millió évvel (eoalpi, késő-kréta) ezelőtti metamorfózis nyomait őrzi. A metamorfózis hatására a szenes rétegek számos helyen grafittá alakultak a Grauwacke-zónában, Stájerországban. Az ábrát készítette Gasser et al. (2009)*

to hangingwall: the Veitsch, Silbersberg, Kaintaleck and Noric nappes. Among these nappes, it is the Veitsch nappe (RATSCHBACHER 1984, 1987), which has the graphite-bearing Carboniferous (Westphalian?) Sunk Formation (up to 150 m thick). This formation was interpreted as a molasse-like deposit formed in a delta environment with coal seams in it (KRAINER 1992). However, it is presently exposed on the surface in a greenschist metamorphosed facies.

The very well studied age of the Alpine metamorphic overprint for the Sunk Formation ranges between 100–80 Ma (i.e. Late Cretaceous, see RANTITSCH et al. 2004, for a detailed summary). Due to this metamorphism, the coals turned to graphite at many locations along the Greywacke Zone in Styria (*Figure 11*).

The amount of graphite within the Sunk Formation varies considerably both horizontally and vertically (e.g. RATSCHBACHER 1984, 1987). A typical outcrop of the black schists in this formation may not have more than 5% graphite in it (*Figure 13, a*).

Besides the many historic and abandoned graphite mines in Styria, one of the still active mines is located near Kaisersberg (*Figure 11*). Whereas the earlier graphite mining occurred mostly on the surface, the current mine is a subsurface one, producing very high quality graphite (*Figure 13, b*). The thickness of the pure graphite deposits is rapidly changing in the area but, based on observations in the active mine, individual graphite seams could reach the 5 m thickness. Note that just a few metres thick graphite layer could produce the subsurface MT anomaly of the TCA (*Figure 6*). The true stratigraphic thickness of the entire Sunk Formation is estimated at Kaiserbergs as 200 m, but the apparent thickness is at least twice as thick due to Alpine thrusting.

NEUBAUER et al. (1994) made the critical observation in the Greywacke Zone that in the northern segments of the nappes in the Northern Calcareous Alps the basal, i.e. mostly Palaeozoic stratigraphic portions are missing, suggesting preservation within the other three nappes. This could be explained by the gradual ramping up along the overall NW

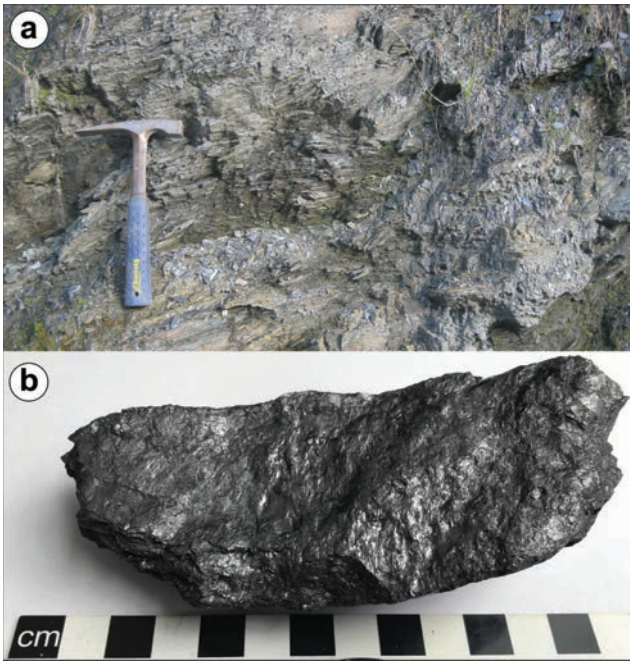


Figure 13. a) Typical outcrop expression of black schists with some graphite content just north of Kalwang, Eastern Alps, Styria, Austria. Location: latitude: 47°26'2.43"N, longitude: 14°45'16.35"E. b) Pure graphite sample from the Kaisersberg mine, Styria, Austria, courtesy of Prof. RANTITSCH, Leoben University

13. ábra. *a) Fillitek jellegzetes felszíni kibukkanása kevés grafittartalommal a Keleti-Alpokban, Kalwangtól északra (Stájerország, Ausztria). A kibukkanás koordinátái: szélesség 47°26'2.43" É, hosszúság 14°45'16.35" K. b) Grafitminta a kaisersbergi bányából (Stájerország, Ausztria), prof. RANTITSCH (Leobeni Egyetem) jóvoltából*

oriented overthrust surfaces (*Figure 14*). Thus the pre-thrusting arrangement of the Permian and Triassic sequences from present NW to SE is as follows: Middle Austroalpine unit, Veitsch nappe, Silbersberg nappe, Kaintaleck nappe and Noric nappe as well as other nappes of the Northern Calcareous Alps. Note the presence of coals in a Carboniferous graben which were caught up and meta-

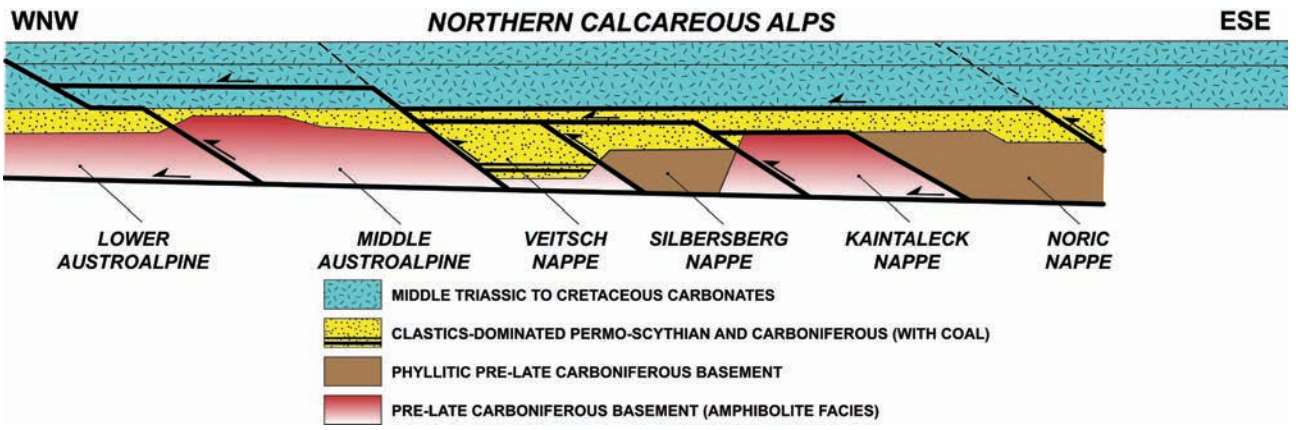


Figure 14. Cartoonish depiction of the pre-thrusting geometry of the Greywacke nappes (NEUBAUER et al. 1994). Note the presence of coals in a Carboniferous graben which were caught up and metamorphosed in the Veitsch nappe during the Cretaceous nappe stacking

14. ábra. *NEUBAUER et al. (1994) modellje a Keleti-Alpokban található Grauwacke-zóna különböző egységeinek takaróképződés előtti geometriájáról. A vastag, törmelékes kőzetek által dominált karbon–permoszkíta medencekitöltésből (sárga színnel) alakult ki a kréta folyamán a Veitsch takaró egység*

morphosed in the Veitsch nappe during the Cretaceous nappe stacking (NEUBAUER et al. 1994). The corollary of this model that if graphite is indeed the cause of the TCA then it provides clues for the large-scale Carboniferous palaeogeography of the Eastern Alps and the Transdanubian Range (*Figure 1*). More specifically, using the model of LINZER & TARI (2010), the nappe systems of the Greywacke Zone and the Transdanubian Range were much closer during the Cretaceous nappe stacking than today. Therefore, the TCA is probably caused by graphite, as metamorphosed Carboniferous coals, beneath the NW Pannonian Basin in a poorly understood and mapped subsurface nappe unit which may be a lateral equivalent of the Veitsch nappe (*Figure 12*).

Discussion and planned future work

Graphite is a well-known "fault lubricant" (e.g. ZULAUF et al. 1990). Rocks rich in graphite have been reported from several major fault zones worldwide (OOHASHI et al. 2011, 2013). Typically, these fault zones are characterised by blackish fault gouge, composed of finely crushed quartzofeldspathic fragments, highly crystallised graphite, and minor accessory clay minerals. Although the amount of graphite fraction varies with the fault zone, most blackish fault gouges contain about 2–12 wt% of graphite in the bulk fault gouge (e.g. MANATSCHAL 1999). Furthermore, it has been experimentally proven that even a small fraction of graphite can have a disproportionally large effect on frictional strength where graphite is concentrated by smearing into interlinked layers (e.g. RUTTER et al. 2013).

Whereas we believe that the presence of graphite is the best possible explanation for the TCA, we do not necessarily claim that the graphite is exclusively distributed along the Alpine overthrust planes.

Rather, graphite being present in tectonically thinned nappe units is supported by two observations.

Firstly, the seismic signature of the MT anomaly associated with the TCA is typically not a singular reflector but rather a package of reflectors, corresponding to a few hundred metres thick layer, not to a single interface. Secondly, in many cases the TCA does not have any seismic expression which could mean that the graphite is present in a nappe unit but is not associated with the physical plane of overthrusting.

In order to further refine the model suggested here, we plan to build synthetic 2D seismic reflections sections using the well-constrained Greywacke Zone nappe stack as an input. We also intend to interpret a modern 3D reflection seismic data set in the vicinity of the critical Tét–3 well (*Figure 9*).

Also, since we believe that the Greywacke Zone is a closer and more appropriate analogue for the TCA than the Drauzug–Gailtal area (*Figure 1*) studied by ÁDÁM et al. (1990), the area around Kaisersberg should be targeted by MT soundings. As the graphite-bearing *(Figure 11)* Veitsch nappe projects beneath the Northern Calcareous Alps to the north (*Figure 1*), and certainly ends up in a few kilometres depth, it should provide a very similar MT signal to that of the TCA.

Conclusions

The exceptionally low resistivity (i.e. 1–2 Ωm) Transdanubian Conductivity Anomaly (TCA) of the Hungarian part of the NW Pannonian Basin has a very large areal extent (on the order a few thousand square km) and it is a subsurface anomaly with no outcrop.

Our results show a very strong spatial correlation between the TCA and the inferred subsurface extent of the Palaeozoic base of the Upper Austroalpine–Transdanubian Range nappe system. Moreover, we found good correlation between the spatial position of the TCA and pronounced seismic reflector packages interpreted to be sub-horizontal Cretaceous Alpine nappe surfaces. Moreover, for the first time, we obtained a reasonable match between an Alpine overthrust plane, marked by a prominent reflector package, a graphite bearing Palaeozoic unit penetrated in a hydrocarbon exploration well and a corresponding MT anomaly. This finding, after 35 years, confirms the pioneering interpretation of HORVÁTH & RUMPLER (1984).

The best explanation for the observed extent and geometry of the TCA is the presence of Carboniferous graphite in sub-horizontal, tectonically thinned (on the order of hundreds of metres) nappe units at the base of the Upper Austroalpine nappe edifice of NW Hungary. Based on our measurements and modelling results, the graphite in the Veitsch Nappe of the Greywacke Zone in the Eastern Alps is considered as the best outcropping analogue for the exceptionally high conductivity rock type responsible for the TCA.

Acknowledgements

We dedicate this work to the loving memory of Ferenc (Frank) HORVÁTH (1936–2018). He was much more than an inspiration to us, being not only an exceptional scientist, but also a great teacher, a friend and a philosopher.This paper is largely based on the MSc thesis of one of the co-authors (Viktória NÉMETH), supervised by Prof. HORVÁTH at the ELTE Geophysical Department in 2014.

Prof. RANTITSCH and Prof. SACHSENHOFER of Leoben University, kindly provided several graphite samples from various locations in the Eastern Alps and the Bohemian Massif of Austria. Imre ERKI kindly measured the electric conductivity most of these graphite samples. Arnold ORANGE of AOA Geohysics provided very useful feedback on an early draft of this paper based on his longstanding experience with magnetotelluric prospecting. Constructive and positive comments by Prof. Stefan SCHMID are gratefully acknowledged although our geological understanding of the Alpine subsurface between the Eastern Alps and the Pannonian Basin is somewhat different. Much less helpful comments by an anonymous reviewer are noted. We also very much appreciate the editorial efforts of Orsolya SZTANÓ.

References — Irodalom

ÁDÁM., A. 1976: Distribution of the electrical conductivity in seismic (deep) fractures in Transdanubia. — *Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica Hungarica* **11,** 277–285.

ÁDÁM, A. 1987: Tectonic effects in the magnetotelluric field and their numerical modelling. — *Gerlands Beitrage zur Geophysik* **96,** 17–31.

ÁDÁM, A. 1996: Regional magnetotelluric (MT) anisotropy in the Pannonian Basin (Hungary). — *Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica Hungarica* **31,** 191–216.

ÁDÁM, A. 2001: Relation of the graphite and fluid bearing conducting dikes to the tectonics and seismicity (Review on the Transdanubian crustal conductivity anomaly). — *Earth Planets Space* **53,** 903–918. https://doi.org/10.1186/bf03351687

ÁDÁM, A. & VERŐ, J. 1965: Über die ursachen der Erdstromverteilung in Ungarn mit besonderer Berücksichtigung der Geologie des Landes. — *Freiberger Forschungshefte Reihe C,* 174 p.

ÁDÁM, A., HORVÁTH, F. & STEGENA, L. 1970: Investigation of plate tectonics by magnetotelluric anistropy. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae – sectio Geologica* **14,** 209–218.

ÁDÁM, A., DUMA, G. & HORVÁTH, J. 1990: A new approach to the electrical conductivity anomalies in the Drauzug-Bakony geological unit. — *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **60,** 150–162. https://doi.org/10.1016/0031-9201(90)90258-y

AIGNER, H., GRATZER, R. & SCHMID, Ch. 1990: Graphit-Prospektion Lärchkogel bei Hohentauern und Teichengraben bei Kalwang. — *Mitteilungen der Abteilung für Geologie Paläontologie Landesmuseum Joanneum* **48,** 47–61.

BALÁZS, E. 1971: Altpaläozoische Gesteine des Beckenuntergrundes der Kleinen Ungarischen Tiefebene.— *Annual Report of Hungarian Geological Institute 1969,* 659–673. (In Hungarian with German summary)

BALÁZS, E. 1975: Paleozoic formations of the basement of the Little Hungarian Plain. — *Földtani Kutatás* **18,** 17–25. (In Hungarian).

BOSTICK, F. X. 1977: A simple almost exact method of magnetotelluric analysis. — In: WARD, S. (ed.): *Workshop of Electrical Methods in Geothermal Exploration.* University of Utah Res. Institute of U. S. Geologcal Survey Contract 14-08-0001-g-359.

CAGNIARD, L. 1953: Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. — *Geophysics* **50,** 605–635. https://doi.org/10.1190/1.1437915

CONSTABLE, S. C., PARKER, R. L. & CONSTABLE, C. G. 1987: Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. — *Geophysics* **52,** 289–300. https://doi.org/10.1190/1.1442303

FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F. 1984: Steiermark: Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark, 1: 200.000. — *Geologische Bundesanstalt* 127 p.

FROITZHEIM, N., PLASIENKA, D. & SCHUSTER, R. 2008: Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. — In: MCCANN, T. (ed.): *The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic.* Geological Society, London, 1141–1232. https://doi.org/10.1144 /cev2p.6

GASSER, D., GUSTERHUBER, J. KRISCHE, O., PUHR, B., SCHEUCHER, L., WAGNER, T. & STÜWE, K. 2009: Geology of Styria: an overview. — *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark* **139,** 5–36.

GLOVER, P. W. & ÁDÁM, A. 2008: Correlation between crustal high conductivity zones and seismic activity and therole of carbon during shear deformation. — *Journal of Geophysical Research* **113,** B12210. https://doi.org/10.1029/2008jb005804

HAAS J., BUDAI T., CSONTOS L., FODOR L. & KONRÁD GY. 2010: *Magyarország pre-kainozoos földtani térképe, 1:500 000.* — Geological Institute of Hungary, Budapest.

HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the evolution of the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **226,** 333–357. https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90126-5

HORVÁTH, F. & DOMBRÁDI, E. 2010: Evolution of Hungarian tectonics: An overview of a century of research on and around lake Balaton. — *Földtani Közlöny* **140,** 335–354.

HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1984: The Pannonian Basement: extension and subsidence of an Alpine orogene. — *Acta Geologica Hungarica* **27,** 229–235.

HORVÁTH, F., ÁDÁM, A. & STANLEY, W. S. 1987: New geophysical data: evidence for the allochthony of the Transdanubian Central Range. — *Rendiconti della Societa Geologica Italiana* **9,** 123–130.

HORVÁTH, F., BADA, G., SZAFIÁN, P., TARI, G., ÁDÁM, A. & CLOETINGH, S. 2006: Formation and deformation of the Pannonian basin: constraints from observational data. — In: GEE, D. & STEPHENSON, R. (eds.): European Lithospheric Dynamics. *Geological Society of London Memoirs* **32,** 191–206. https://doi.org/10.1144/gsl.mem.2006.032.01.11

KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S. 1985: Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony–Drauzug unit. — *Acta Geologica Hungarica* **28,** 71–84.

KELLER, G. V. 1987: *Rock and Mineral Properties. — Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. 1. Theory.* — Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma.

KILÉNYI, E., SEFARA, J., KRÖLL, A., STEINHAUSER, P., WEBER, F., OBERNAUER, D., POSPISIL, L., SUTORA, A., RUMPLER, J. & SZABÓ, Z. 1989: *Pre-tertiary basement contour map of the Carpatian Basin beneath Austria, Chechoslovakia and Hungary. 1:500 000.* — Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary.

KOROKNAI, B., NEUBAUER, F., GENSER, J. & TOPA, D. 1999: Metamorphic and tectonic evolution of Austroalpine Units at the western margin of the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. — *Schweizerische Mineralogische Petrographische Mitteilungen* **79,** 277–295.

KRAINER, K. 1992: Fazies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographieim Karbon der Ost- und Südalpen. — *Jahrbuch der Geologishen Bundesanstalt* **135,** 99–193.

KUHLEMANN, J., DUNKL, I., BRÜGEL, A., SPIEGEL, C. & FRISCH, W. 2006: From source terrains of the Eastern Alps to the Molasse Basin: Detrital record of non-steady-state exhumation. — *Tectonophysics* **413,** 301–316.

LINZER, H. G. & TARI, G. 2012: Structural correlation between the Northern Calcareous Alps (Austria) and the Transdanubian Central Range (Hungary). — *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **100,** 249–266. https://doi.org/10.1306/ 13351556m1003533

Nemesi, L., Hobot, J., Kovácsvölgyi, S., Milánkovich, A., Pápa, A., Stomfai, R. & Varga, G. 1994: A kisalföldi medence aljzatának és kéregszerkezetének kutatása az ELGI-ben 1982–90 között. — *Geophysical Transactions* **38,** 193–223.

Metz, K. 1938: Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. — *Jahrbuch der Geologishen Bundesanstalt* **88,** 165–193.

Manatschal, G. 1999: Fluid-and reaction-assisted low-angle normal faulting: evidence from rift-related brittle fault rocks in the Alps (Err Nappe, eastern Switzerland). — *Journal of Structural Geology* **21,** 777–793.

Németh, V. 2014: A dunántúli nagy vezetőképességű anomália újraértelmezése. — *MSc thesis, Diplomamunka,* ELTE TTK, Budapest, 87 p.

Németh, V., Horváth, F., Tari, G. & Wesztergom, V. 2014: New explanation of an old magnetotelluric observation: source rock of the Transdanubian Range Conductivity Anomaly ascertained. — *In: EGU General Assembly Conference Abstracts* **16.**

Neubauer, F., Handler, R., Hermann, S. & Paulus, G. 1994: Revised lithostratigraphy and structure of the Eastern Graywacke Zone. — *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* **86,** 61–74.

Oohashi, K., Hiros, T. & Shimamoto, T. 2011. Shear-induced graphitization of carbonaceous materials during seismic fault motion: experiments and possible implications for fault mechanics. — *Journal of Structural Geolology* **33,** 1122–1134. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.01.007

Oohashi, K., Hirose, T. & Shimamoto, T. 2013. Graphite as a lubricating agent in fault zones: An insight from low-to high-velocity friction experiments on a mixed graphite-quartz gouge. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **118,** 2067–2084. https://doi.org/10.1002/jgrb.50175

Rantitsch, G., Grogger, W., Teichert, C., Ebner, F., Hofer, C., Mauer, E. M., Schaffer, B. & Toth, M. 2004: Conversion of carbonaceous material to graphite within the Greywacke Zone of the Eastern Alps. — *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **93,** 959–973. https://doi.org/10.1007/s00531-004-0436-1

Ratschbacher, L. 1984: Beitrag zur Neugliederung der Veitscher Decke (Grauwackenzone) in ihrem Westabschnitt (Obersteiermark, Österreich. —— *Jahrbuch der Geologishen Bundesanstalt* **127,** 423–453.

Ratschbacher, L. 1987: Stratigraphy, tectonics and paleogeography of the Veitsch nappe/Graywackezone, Eastern Alps, Austria: A rearrangement. — *Mineralia Slovaca, Monogr.*, 1**987,** 407-414.

Rutter, E. H., Hackston, A. J., Yeatman, E., Brodie, K. H., Mecklenburgh, J. & May, S. E. 2013: Reduction of friction on geological faults by weak-phase smearing. — *Journal of Structural Geolology* **51,** 52–60. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.03.008

Scharfe, G. P. 1981: Steirische Graphitvorkommen. — *Mitteilungen der Abteilung für Geologie Paläontologie Landesmuseum Joanneum* **42,** 117–122.

Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Kissling, E. & Schuster, R. 2004: Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. — *Eclogae Geologicae Helvetiae* **97,** 93–117. https://doi.org/10.1007/s00015-004-1113-x

Schmid, S. M., Bernoulli, D. Fügenschuh, B., Matenco, L. Schefer, S. Schuster, R., Tischler, M. & Ustaszewski, K. 2008: The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. — *Swiss Journal of Geosciences* **101,** 139–183. https://doi.org/10.1007/s00015-008-1247-3

Stegena, L., Horváth, F. & Ádám, A. 1971: Spreading tectonics investigated by magnetotelluric anisotropy. — *Nature* **231,** 442–443. https://doi.org/10.1038/231442a0

Stegena, L., Horváth, F. & Ádám, A. 1972: Spreading tectonics investigated by magnetotelluric anisotropy–Reply. — *Nature Physics Science* **235,** p. 121.

Takács, E. 1968: Anomalous conductivity of the upper crust in the NW foreground of the Bakony Mountains. — *Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica Hungarica* **3,** 1–2.

Tari, G. 1994: Alpine Tectonics of the Pannonian Basin. — *PhD thesis, Rice University, Houston,* 501 p.

Tari, G. 1996: Neoalpine tectonics of the Danube Basin (NW Pannonian Basin, Hungary). — In: Ziegler, P. & Horváth, F. (eds): *Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. Mémoires du Muséum national d'historie naturelle* **170,** 439–454.

Tari, G. & Horváth, F. 2006: Alpine evolution and hydrocarbon geology of the Pannonian Basin: an overview. — In: Golonka, J. & Picha, F. (eds): The Carpathians and their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources. *AAPG Memoir* **84,** 605–618. https://doi.org/10.1306/985733M843141

Tari G. & Horváth F. 2010: A dunántúli-középhegység helyzete és eoalpi fejlődéstörténete a Keleti-Alpok takarós rendszerében: egy másfél évtizedes tektonikai modell időszerűsége. — *Földtani Közlöny* **140,** 483–510.

Zulauf, G., KleinSchmidt, G. & Oncken, O. 1990: Brittle deformation and graphitic cataclasites in the pilot research well KTB-VB (Oberpfalz, FRG) — *Geological Society, London, Special Publications* **54,** 97–103. https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1990.054.01.10

Manuscript recieved: 13/05/2019

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny 149/3 (2019), 179–294
Hungarian Geological Society

Tartalom — Contents

Sztanó Orsolya: Szerkesztői előszó. — *Editorial preface.* 180

Cloetingh, Sierd: Frank Horváth: pioneer in thinking out of the box and source of inspiration. — *Horváth Ferenc, az ötletekből soha ki nem fogyó, kreatív gondolkodás mestere.* 181

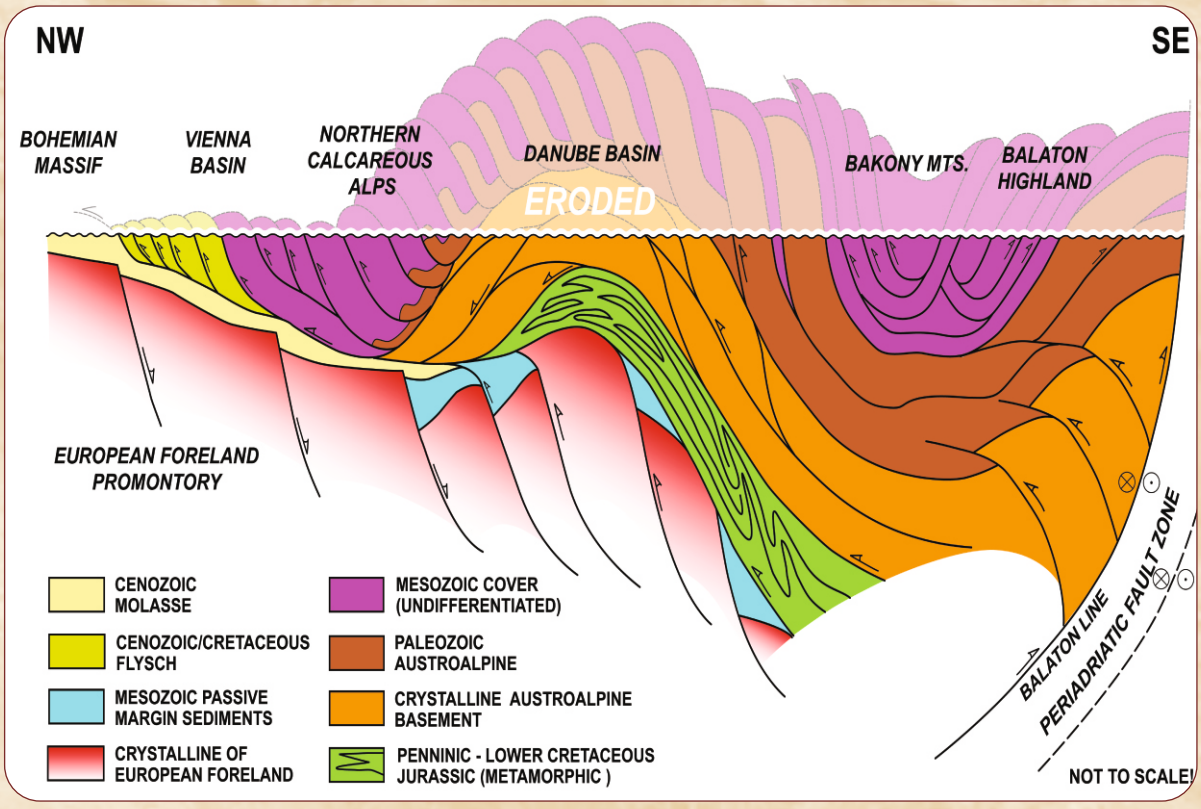
Balázs, Attila, Matenco, Liviu, Granjeon, Didier: Thermo-mechanical and stratigraphic numerical forward modelling: recent advances and their joint application in the Pannonian Basin. — *Tektonikai és rétegtani numerikus modellezés: együttes alkalmazásuk és új eredményeik a Pannon-medencében.* 183

Harangi Szabolcs, Lukács Réka: A Kárpát–Pannon térség neogén–kvarter vulkanizmusa és geodinamikai kapcsolata. — *The Neogene to Quaternary volcanism and its geodynamic relations in the Carpathian–Pannonian Region.* 197

Lange Thomas Pieter, Szabó Csaba, Liptai Nóra, Patkó Levente, Gelencsér Orsolya, Aradi László Előd, Kovács István János: A földköpeny reológiai kutatása: mennyiségi Fourier transzformációs infravörös spektrometria alkalmazása egy Persány hegységi xenolit példáján. — *Rheology study on the earths mantle: Application of quantitative Fourier transform infrared spectroscopy on upper mantle xenolith from the Perşani Mountains.* 233

Csontos, László, Dunkl, István, Vakarcs, Gábor, Abbasi, Abid H.: Transversal folding in Himalaya foothill ranges. In memory of Frank Horváth. — *Harántirányú redők a Himalája előhegyeiben.* 255

Tari, Gábor, Németh, Viktória, †Horváth, Frank, Wesztergom, Viktor: A regional Alpine graphite décollement level beneath the NW Pannonian Basin. — *Egy regionális alpi grafit lenyíródási felület a Pannon-medence ÉNy-i részén.* 279



Nemzeti Kulturális Alap