

Regionalno-geološke karakteristike miocenskih sedimenata na prostoru severnog Banata;Regional geological characteristic of miocene sediments in northern Banat region.

Dejan N. Radivojević



Дигитални репозиторијум Рударско-геолошког факултета Универзитета у Београду

[ДР РГФ]

Regionalno-geološke karakteristike miocenskih sedimenata na prostoru severnog Banata;Regional geological characteristic of miocene sediments in northern Banat region. | Dejan N. Radivojević | Универзитет у Београду | 2014-12-30 | |

<http://dr.rgf.bg.ac.rs/s/repo/item/0004017>

Дигитални репозиторијум Рударско-геолошког факултета Универзитета у Београду омогућава приступ издањима Факултета и радовима запослених доступним у слободном приступу. - Претрага репозиторијума доступна је на www.dr.rgf.bg.ac.rs

The Digital repository of The University of Belgrade Faculty of Mining and Geology archives faculty publications available in open access, as well as the employees' publications. - The Repository is available at: www.dr.rgf.bg.ac.rs

UNIVERZITET U BEOGRADU
RUDARSKO-GEOLOŠKI FAKULTET

Dejan N. Radivojević

REGIONALNO-GEOLOŠKE
KARAKTERISTIKE MIOCENSKIH
SEDIMENATA NA PROSTORU SEVERNOG
BANATA

doktorska disertacija

Beograd, 2014

UNIVERSITY OF BELGRADE
FACULTY OF MINING AND GEOLOGY

Dejan N. Radivojević

REGIONAL GEOLOGICAL
CHARACTERISTIC OF MIOCENE
SEDIMENTS IN NORTHERN BANAT
REGION

Doctoral Dissertation

Belgrade, 2014

Mentor:

dr Vladica Cvetković, redovni profesor
uža naučna oblast – petrologija
Univerzitet u Beogradu, Rudarsko-geološki fakultet

Članovi komisije:

dr Ljupko Rundić, redovni profesor,
uža naučna oblast – istorijska geologija
Univerzitet u Beogradu, Rudarsko-geološki fakultet

dr Marinko Toljić, vanredni profesor,
uža naučna oblast – dinamička geologija
Univerzitet u Beogradu, Rudarsko-geološki fakultet

dr Divna Jovanović, viši naučni saradnik,
uža naučna oblast – petrologija
Geološki zavod Srbije

Datum odbrane: _____

ZAHVALNICA

Doktorska disertacija pod nazivom „Regionalno-geološke karakteristike miocenskih sedimenata na prostoru severnog Banata“, čija je tema izabrana u saglasnosti s mentorom prof. dr Vladicom Cvetkovićem i komentorom prof. dr Ljupkom Rundićem, prihvaćena je na Nastavno-naučnom veću Rudarsko-geološkog fakulteta Univerziteta u Beogradu u januaru 2010. godine.

Izrada disertacije ne bi bila moguća bez podrške velikog broja ljudi, od kojih ću pomenuti samo neke. Pre svega, želeo bih da zahvalim svojoj supruzi Biljani i ćerkama Jani i Petri na razumevanju za utrošeno vreme koje sam morao da „ukradem“ od njih. Veliku zahvalnost dugujem i majci i bratu, koji su mi bili stalna podrška na akademskom putu.

Zahvalnost za saradnju sa univerzitetima Vrije (Amsterdam) i Utreht dugujem mentoru prof. dr Vladici Cvetkoviću, koji je smatrao da doktorat zaslužuje da bude deo velikog projekta koji se bavi geološkim istraživanjima Panonskog basena i susednog orogena. Veliku zahvalnost dugujem komentoru prof. dr Ljupku Rundiću, s kojim imam višegodišnju uspešnu saradnju. Naša saradnja je počela u vreme osnovnih studija, trajala za vreme izrade magistarske teze, gde mi je bio mentor, a nastavila se tokom izrade doktorata. Osim toga, moram da istaknem i mnogo korisnih saveta i pomoć u rešavanju terminoloških nedoumica koje sam dobio od prof. dr Marinka Toljića.

Za boravak u Holandiji najveću zahvalnost dugujem profesorima Sirdu Klutingu i Liviju Matenku. Profesor Matenko je s mnogo entuzijazma proveo puno vremena radeći na modelu otvaranja Panonskog basena i ukazivao na značaj naše studije za geologiju Panonskog basena. Najveću prijateljsku i kolegijalnu podršku prilikom boravka u Amsterdamu imao sam od Drs. Uroša Stojadinovića. Osim pomenute saradnje u izradi geodinamičkog modela, u Holandiji sam prilikom rada na sekvencionoj stratigrafiji i naftnoj geologiji imao zadovoljstvo da saradujem sa dr Martenom ter Borgom i profesorima Harijem Daustom i Janom de Jagerom.

Prilikom seizmostratigrafske interpretacije i modeliranja basena, imao sam sreću i zadovoljstvo da saradujem sa profesorom Džonom Pigotom sa Univerziteta Norman, Oklahoma.

Nezaboravne trenutke koji su izrodili iskreno prijateljstvo proveo sam sa akademikom Imreom Mađarom prilikom izrade progradacionog sistema paleo-Dunava. S obzirom na to da se prostor severnog Banata graniči s Mađarskom i Rumunijom, dosta vremena proveo sam u prijateljskim i stručnim razgovorima sa mađarskim – dr Oršoljom Stano, dr Đorđi Juhaš, dr Gaborom Badom i dr Gaborom Tarijem, i rumunskim geolozima – dr Čabom Krežekom i Drs. Trajanom Rabađijom.

Veliku podršku prilikom izrade doktorata imao sam od moje bivše kompanije „NIS Gasprom njeft“, koja me je podržavala na putu ka sticanju zvanja doktora nauka. Najveću zahvalnost dugujem Mihailu Danilinu, koji je imao razumevanja i umeo da prepozna značaj međunarodne saradnje između naftne kompanije i univerziteta. Osim njemu, želim da zahvalim i kolegama: Goci Pajić, Snježi, Ivani, Zorici, Rastku, Saši, Jordanu, Duletu... Za korekciju teksta i lekturu zahvalnost dugujem Zorici Vujinović.

Na kraju posebno želim da zahvalim svojim uvek prisutnim prijateljima Vladimiru Muškinji i Zoranu Stojanovskom, bez kojih bi izrada disertacije bila neizvodljiva.

REGIONALNO-GEOLOŠKE KARAKTERISTIKE MIOCENSKIH SEDIMENATA NA PROSTORU SEVERNOG BANATA

REZIME

Predmet doktorske disertacije predstavljalo je rešavanje strukturno-stratigrafskih odnosa miocenskih sedimenata na prostoru severnog Banata. U cilju regionalnog sagledavanja, korišćeni su svi raspoloživi geofizički i geološki podaci sa šireg istražnog područja, odnosno iz celog Panonskog basena i susednog orogena. Osim klasičnih metoda primenjene su i savremene metode seizmostratigrafije, tektonostratigrafije i riftne sekvencione stratigrafije. Primenjene metode omogućile su izradu modela progradacije ivice šelfa za ceo Panonski basen, modela uzajamnih veza između basena i geodinamičkog modela jugoistočnog oboda basena.

Jezero Panon je većim delom zapunjeno prilivom sedimenata paleo-Dunavom sa severozapada, odnosno paleo-Tisom sa severoistoka. Pored toga, progradacija se odvijala i duž lokalnih rečnih sistema iz pravca istoka i zapada duž istočne, odnosno juga i severa duž južne margine Panonskog basena. Završna faza zapunjavanja jezera Panon odigrala se pre otprilike četiri miliona godina na mestu sučeljavanja dva deltna sistema suprotnog pravca, u blizini Zrenjanina.

Za razliku od centralnih i severnih delova Panonskog basena, u okviru progradacione serije šireg istražnog područja nije utvrđena regionalna diskordancija koja bi ukazala na uticaj mesinske krize saliniteta.

Jugoistočni deo Panonskog basena formiran je asimetričnom riftogenezom duž serije velikih detačmenta koji su migrirali u prostoru i vremenu. Idući od zapada ka istoku, odnosno iz pravca juga ka severu, baseni postaju sve mlađi. Proces ekstenzije pokriva period od gotovo 15 miliona godina, od ranog miocena do pontaa.

Ključne reči: Centralni Paratetis, Panonski basen, miocen, jezero Panon, seizmostratigrafija, sekvencionna stratigrafija, paleogeografija, geodinamika.

Naučna oblast: geologija

Uža naučna oblast: istorijska geologija

UDK: 55:55.245

551/.762/.763.3/.782.1

552.54:549

(497.113)(043.3)

REGIONAL GEOLOGICAL CHARACTERISTIC OF MIOCENE SEDIMENTS IN NORTHERN BANAT REGION

ABSTRACT

The subject of the thesis is solving structural-stratigraphic relations of northern Banat Miocene sediments. All available geophysical and geological data from entire Pannonian Basin and neighboring orogen were used in order to get wider regional view. Besides classic methods, also modern methods of seismostratigraphy, tectonostratigraphy and rift sequence stratigraphy were used. Using all the methods have enable constraining the shelf progradation model for entire Pannonian Basin, interbasin connectivity model and geodynamic model for southeastern basin margin.

Lake Pannon is mostly filled with sediments transported by paleo-Danube from southwest and paleo-Tisza from northeast. Besides those two most important systems progradation also appear from local river systems toward east and west across eastern margin and toward south and north across southern margin of Pannonian Basin. The final stage of Lake Pannon fill appear in place where two deltaic systems reach each other before 4 Ma in vicinity of Zrenjanin.

Unlike to central and Northern parts of Pannonian Basin, within progradation sediments of investigated area there is no presence of regional unconformity which will point to Mesinian salinity crisis.

Southeastern part of Pannonian Basin is formed by asymmetric simple shearing mechanism across set of large detachments that migrated in space and time. Heading both, from west toward east and south to north, basins are becoming younger. The extension process covers almost 15 Ma years long period, from Early Miocene until Pontian time.

KEYWORDS: Central Paratethys, Pannonian Basin, Miocene, Lake Pannon, Seismic stratigraphy, Sequence stratigraphy, Paleogeography, Geodynamics.

SCIENTIFIC FIELD: Geology

SPECIAL TOPIC: Historical Geology

UDC: 55:55.245
551/.762/.763.3/.782.1
552.54:549
(497.113)(043.3)

SADRŽAJ

UVOD	1
1. OPŠTI PODACI.....	5
1.1. Geografski položaj.....	5
1.2. Geomorfološke i hidrografske karakteristike	6
1.3. Klima	7
1.4. Naseljena mesta i komunikacije	8
1.5. Veličina i podela basena.....	9
2. ISTORIJAT RANIJIH ISTRAŽIVANJA	10
3. MATERIJAL I METODE	18
3.1. Materijal.....	18
3.1.1. Geofizička istraživanja	18
3.1.2. Geološka istraživanja.....	19
3.2. Metode	20
3.2.1. Paleontološko-petrološko-sedimentološke metode	21
3.2.2. Metoda geofizičkih karotažnih merenja (GFK)	21
3.2.3. Metoda seizmike.....	21
3.2.4. Metoda seizmostratigrafije.....	22
3.2.5. Metoda tektonostratigrafije	22
3.2.6. Metoda riftne sekvencione stratigrafije.....	23
4. TEKTONSKO-STRATIGRAFSKA EVOLUCIJA PANONSKOG BASENA I NJEGOVOG JUGOISTOČNOG OBODA (BANAT)	24
5. REGIONALNO-STRATIGRAFSKI PRIKAZ SEVERNOG BANATA.....	30
5.1. Preriftne formacije	30
5.1.1. Paleozoik	30
5.1.2. Trijas.....	30
5.1.3. Jura–kreda (?) (ofiolitski kompleks)	33
5.1.4. Gornja kreda.....	33
5.2. Sinriftni sedimenti <i>sensu lato</i>	34
5.2.1. Miocen	34
5.2.1.1. Donji miocen	36
5.2.1.1.1. Neraščlanjeni donji miocen na prostoru severnog Banata	38

5.2.1.2. Srednji miocen	39
5.2.1.2.1. Baden.....	39
5.2.1.2.1.1. Baden na prostoru severnog Banata.....	41
5.2.1.2.2. Sarmat	44
5.2.1.2.2.1. Sarmat na prostoru severnog Banata.....	45
5.3. Postriftni sedimenti <i>sensu lato</i>	47
5.3.1. Gornji miocen.....	49
5.3.1.1. Panon	50
5.3.1.1.1. Panon na prostoru severnog Banata	50
5.3.1.2. Pont.....	56
5.3.1.2.1. Pont na prostoru severnog Banata.....	57
5.3.2. Pliocen.....	60
5.3.2.1. Pliocen na prostoru severnog Banata.....	60
5.3.3. Kvartar	62
5.3.3.1. Kvartar na prostoru severnog Banata.....	62
6. SEIZMOSTRATIGRAFSKA ISTRAŽIVANJA MIOCENA SEVERNOG BANATA.....	63
7. TEKTONOSTRATIGRAFIJA I SEKVENCIONA STRATIGRAFIJA	76
7.1. Sinriftni tercijarni sedimenti	77
7.2. Postriftni tercijarni sedimenti.....	78
7.3. Tektonostratigrafija regionalnog geološkog profila.....	80
7.4. Progradacioni model Panonskog basena	85
7.5. Intramesinska diskordancija u južnom delu Panonskog basena	88
7.6. Implikacije na stratigrafiju Paratetisa	89
8. PALEOGEOGRAFSKA REKONSTRUKCIJA PROSTORA SEVERNOG BANATA ZA VREME MIOCENA.....	92
8.1. Centralni Paratetis.....	92
8.2. Jezero Panon	100
9. GEODINAMIČKI MODEL SRPSKOG DELA PANONSKOG BASENA SA POSEBNIM OSVRTOM NA PROSTOR SEVERNOG BANATA	107
9.1. Miocenska strukturna geometrija srpskog dela Panonskog basena.....	108
9.2. Miocensko-kvartarna kinematika.....	127

10. DEPRESIJE SEVERNOG BANATA I NJIHOVA UGLJOVODONIČNA PERSPEKTIVNOST	135
10.1. Poređenje ugljovodoničnih subdepresija severnog Banata	136
10.1.1. Paleta facija	136
10.1.2. Plot trajektorija	137
10.1.3. Dijagram toka ugljovodoničnog sistema	139
10.1.4. Dijagram događaja	139
10.2. Ugljovodonična perspektivnost šireg istražnog prostora	141
10.2.1. Neistraženi i plejevi u početnoj fazi istraživanja	141
10.2.2. Plej u navlakama i frakturiranoj podlozi sedimenata	142
10.2.3. Nekonvencionalni resursi	143
ZAKLJUČAK	144
LITERATURA	147
SPISAK PRILOGA	161
BIOGRAFIJA	167

Istražni prostor severnog Banata nalazi se u jugoistočnom delu Panonskog basena smeštenom između planinskih venaca Karpata, Alpa i Dinarida. Geološki značaj ovog prostora predstavlja prisustvo najdubljih depresija na prostoru Srbije i različitih tektonskih jedinica u podlozi neogenih sedimenata. Na prostoru severnog Banata otkriven je velik broj komercijalnih ležišta nafte i gasa, što čini ovo područje ekonomski značajnim. Najvažniji deo ugljovodoničnog sistema čine miocenski sedimenti koji predstavljaju glavne matične, rezervoar i zaštitne stene u Panonskom basenu.

Cilj doktorske disertacije je određivanje stratigrafsko-tektonskih, hronostratigrafskih i paleogeografskih odnosa miocenskih sedimenata. Multidisciplinarnim pristupom, primenom metoda izučavanja potpovršinskih procesa moguće je odrediti rasprostranjenje i depozicione sredine ovih sedimenata, što ne bi bilo moguće korišćenjem samo konvencionalnih metoda. Prilikom izrade teze korišćene su metode seizmostratigrafije, tektonostratigrafije, sekvencione stratigrafije, geofizičkog karotaža (GFK) i druge.

Povoljan aspekt prilikom geološko-geofizičke interpretacije predstavljala je činjenica da prostor severnog Banata spada u dobro istražena područja. Postoji velik broj podataka dobijenih na istražnom prostoru dubokim bušenjem i geofizičkim karotažnim merenjima. Pored toga, severni Banat je najistraženiji prostor u Vojvodini kada su u pitanju seizmičke metode. Prilikom interpretacije geološke građe korišćeno je više od 700 2D seizmičkih profila ukupne dužine 6.000 km, 300 km² 3D seizmike, kao i karotažna merenja i geološki podaci sa 800 bušotina na 75 lokaliteta. Za izradu geodinamičkog modela, modela progradacije, potrebe tektonostratigrafskih istraživanja i sekvencione stratigrafije korišćen je veliki broj podataka sa celog prostora srpskog dela Panonskog basena, kao i informacije o geološkoj građi Panonskog basena u Mađarskoj i Rumuniji. U izradi doktorske teze korišćeni su savremeni softverski paketi za geološko-geofizičku

interpretaciju (*Landmark SeisWorks*). Nažalost, u vreme izrade nije postojao jedinstveni 3D projekat koji bi omogućio potpunu kontrolu i primenu svih softverskih aplikacija.

Najveći problem prilikom izrade potpovršinskog modela predstavljala je industrijska hronostratigrafska podela gornjomiocenskih sedimenata, koja u uslovima intenzivne progradacije neminovno dovodi do pogrešne korelacije. Da bi se taj problem prevazišao, pored „tradicionalne“ stratigrafije korišćena je i litostratigrafija, koja je omogućila preciznije izdvajanje depozicionih sredina i izradu paleogeografskog modela. Drugi problem predstavljala je migracija ose riftnog sistema, kao posledica asimetričnog otvaranja i migracije depozicionog prostora (riftovanja) u vremenu i prostoru. Asimetrična kontinentalna riftogeneza Panonskog basena ne dozvoljava jednostavnu podelu miocenskih sedimenata na sinriftne i postriftne. Gornjomiocenski sedimenti mogu se naći u obe faze, tako da su ovi termini upotrebljavani u svom širem značenju.

U cilju izrade regionalno-geološkog modela miocenskih sedimenata prostora severnog Banata urađeni su:

- Kompilaciona strukturna karta po podlozi neogenih sedimenata za ceo prostor Panonskog basena;
- Dubinsko-strukturne karte po bazi neogena, po povlati badenskih, sarmatskih i panonskih sedimenata istražnog prostora;
- Karte debljina badenskih, sarmatskih i panonskih sedimenata istražnog prostora;
- Geološki stubovi više istražnih bušotina usklađeni sa GFK merenjima;
- Hronostratigrafski dijagrami istražnog prostora;
- Geodinamički model koji uključuje srpski deo Panonskog basena i susedni orogen;
- Model progradacije deltnog sistema jezera Panon;
- Izdvajanje litostratigrafskih, seizmostratigrafskih, tektonostratigrafskih i sekvencionostratigrafskih jedinica na prostoru Vojvodine;
- Savremena naftno-geološka analiza depresija na istražnom prostoru.

Prilikom izrade doktorata ostvarena je saradnja sa međunarodnim naučnim institucijama (univerziteti Oklahoma, Vrije – Amsterdam, Utrecht) i naftnim kompanijama (NIS Gasprom njeft, MND, MOL, RAG, Falcon Oil & Gas Ltd., East West Petroleum, Shell).

Srpski deo Panonskog basena predstavlja istraženu provinciju s velikim brojem visokokvalitetnih podataka koji do sada nisu bili predmet regionalnog sagledavanja. Širi istražni prostor predstavlja ključno područje sučeljavanja tektonskih jedinica na kome se može precizno kvantifikovati prelaz između gornjojursko-eocenskih orogenih struktura Karpata i Dinarida, i miocenskih basenskih formacija. Rekonstrukcija kinematskih veza između obdukovanih ofiolita, zone šava, navlaka i podloge sedimenata urađena je interpretacijom regionalnih seizmičkih profila koji su kalibrisani velikim brojem istražnih bušotina. Interpretacija je omogućila korelaciju modela ekstenzionih deformacija na sastavu jedinica Dakije, Tise i Dinarida.

Tokom mlađeg miocena i starijeg pliocena, paleo-Dunav i druge reke koje su sedimentima zapunjavale sistem Panonskog basena formirale su jednu od najdebljih neogenih nemarinskih depozicionih sekvenci u Evropi. U većini dosadašnjih paleogeografskih rekonstrukcija progradacija koja je trajala šest miliona godina interpretirana je samo sporadično. U doktoratu je prvi put prikazana rekonstrukcija progradacije duž celog Panonskog basena kao i prostorno-vremensko razviće ivice šelfa paleo-Dunava i paleo-Tise.

Postojeće studije uticaja mesinske krize saliniteta (MSC – *Messinian Salinity Crisis*) najčešće su se koncentrisale isključivo na paleo-Dunav i njegove severne pritoke. Usled manjeg priliva sedimenata i slabijeg intenziteta inverzije, može se očekivati da je relativni uticaj mogućeg MSC pada nivoa vode u jugoistočnim delovima basena bio veći nego na drugim mestima. Iz tih razloga interpretiran je regionalni seizmički profil, dužine preko 260 km, koji se nalazi u jugoistočnom delu Panonskog basena. Profil pokriva ceo srpski deo Panonskog basena, od srpsko-mađarske granice, u blizini Subotice, sve do mesta gde Dunav ulazi u Rumuniju. U cilju određivanja vremensko-prostornih odnosa miocenske ekstenzije primenjen je koncept tektonskih sistemskih pojaseva (*tectonic systems tract*), što je pomoglo i u određivanju mehanizma i vremena formiranja basena.

Evolucionni model Panonskog basena podrazumevao je početak ekstenzije u vreme oligocena – donjeg miocena, koja je praćena maksimumom tektonske aktivnosti duž normalnih raseda tokom srednjeg miocena. Nakon toga sledi faza postriftna

evolucije Panonskog basena, koja je predstavljena termalnim tonjenjem u vreme gornjeg miocena. Interpretacijom više kompozitnih seizmičkih profila ukupne dužine preko 650 km, podataka sa više od 200 bušotina, podataka iz susednog orogena i prethodno izvedenih geoloških studija u susednim zemljama, urađen je novi geodinamički model Panonskog basena, u koji je prvi put uključen i njegov ključni – jugoistočni deo.

Brza evolucija izalučnog Panonskog basena otežava precizno određivanje deformacija i njihove migracije u vremenu i prostoru. Povećanje vremenske rezolucije omogućeno je primenom koncepta sekvencione stratigrafije. Ona je omogućila definisanje genetskih jedinica sedimenata koji zapunjavaju basen, tektonskih sistemskih pojaseva ili riftnih sekvenci u smislu kako to tumače Van Wagoner (Van Wagoner *et al.*, 1990), Proser (Prosser, 1993), Katunjanu (Catuneanu *et al.*, 2009) i Martins-Neto i Katunjanu (Martins-Neto & Catuneanu, 2010).

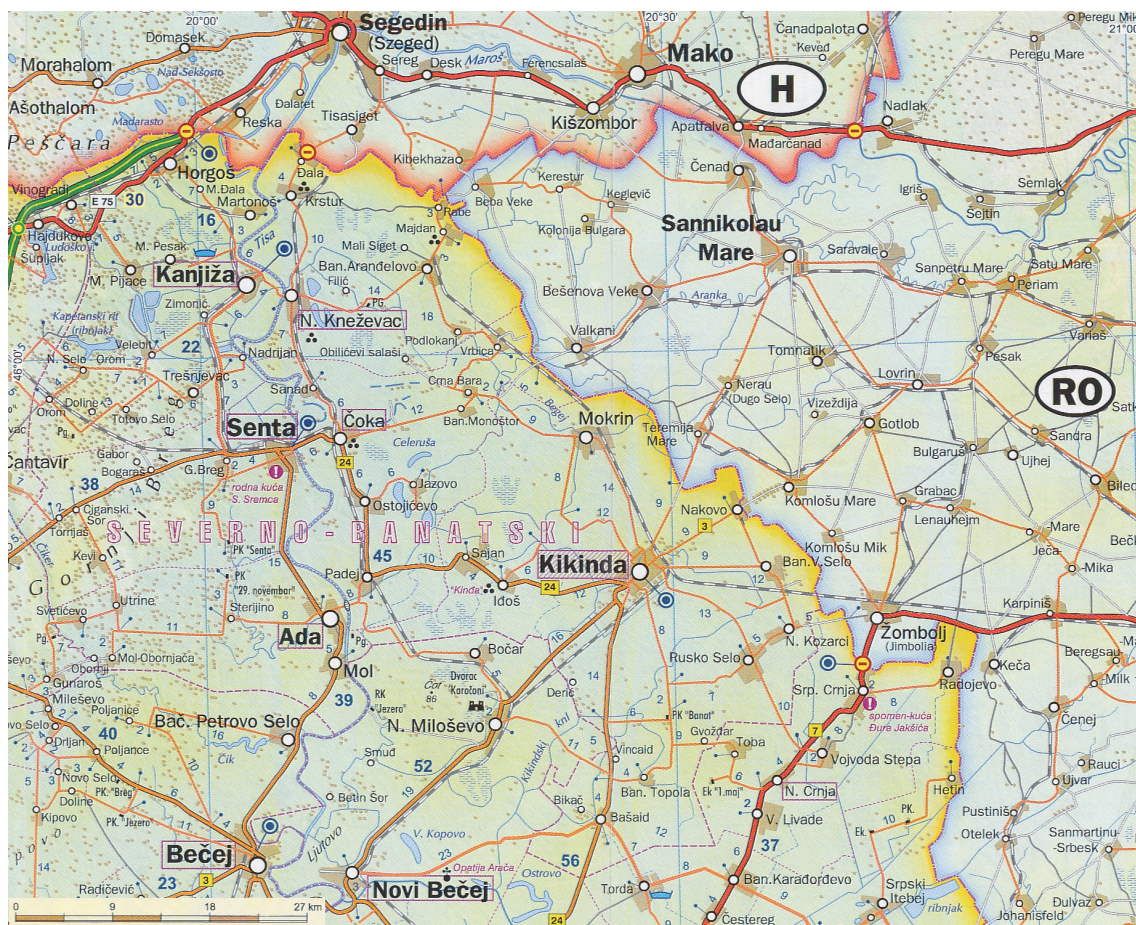
Najveću količinu ugljovodonika u Srbiji generisale su lokalne depresije Banatskog Arandjelova i Srpske Crnje. Depresije su detaljno analizirane u smislu primene savremene metode analogije basena. Osim toga, u cilju unapređenja daljih naftno-geoloških istraživanja dat je kratak prikaz nedovoljno istraženih i novih, potencijalnih objekata istraživanja.

OPŠTI PODACI

Osnovne informacije o geografskom položaju istraživane oblasti i njenim geomorfološkim, hidrografskim, hidrološkim i klimatskim karakteristikama prikazane su u nastavku. Uz to, dat je i prikaz glavnih komunikacija sa ostalim delovima Vojvodine i Srbije.

1.1. Geografski položaj

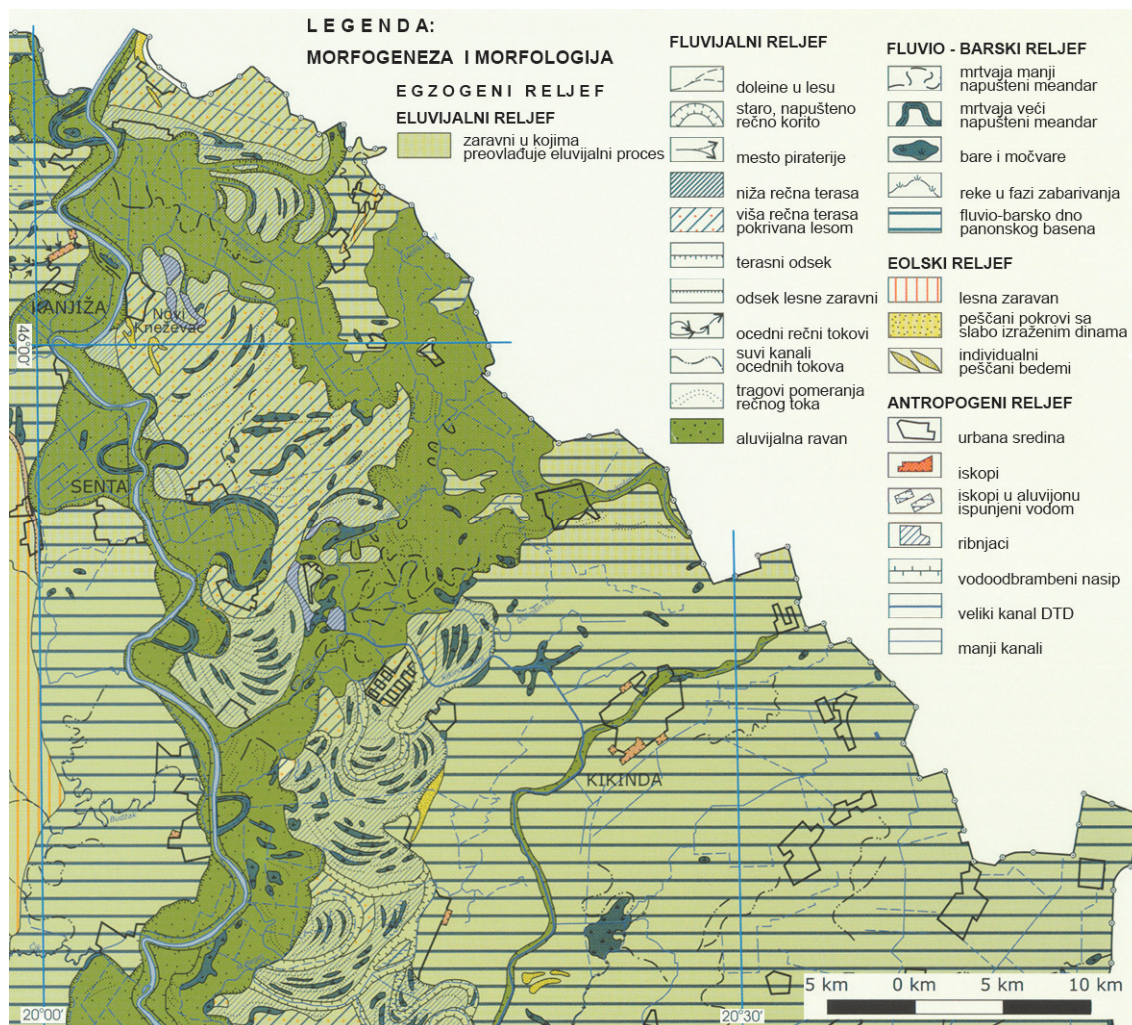
Istražno područje severnog Banata pripada severoistočnom delu Vojvodine, koji je na severu omeđen državnom granicom sa Mađarskom, sa severoistoka i istoka državnom granicom sa Rumunijom, sa zapada rekom Tisom, dok južnu granicu predstavlja paralela koja prolazi južno od Bačkog Petrovog Sela i Tobe (slika 1.1). Istražno područje je obuhvaćeno listovima Osnovne geološke karte: Subotica, Segedin, Bačka Topola, Kikinda i Žombolj, razmere 1 : 100.000.



Slika 1.1. Geografski položaj istražnog područja.

1.2. Geomorfološke i hidrografske karakteristike

Karakteristiku reljefa severnog Banata predstavlja ravničarsko zemljište sa malim visinskim razlikama i oscilacijama u reljefu manjim od 10 m (Koščal *et al.*, 2005). Apsolutna visina terena kreće se od 76 do 90 m. U geomorfološkom pogledu izdvajaju se dva osnovna oblika ove oblasti: lesne terase i aluvijalne ravni (slika 1.2).



Slika 1.2. Geomorfološka karta istražnog prostora (Koščal *et al.*, 2005).

Lesna terasa, izgrađena od barskog, pretaloženog i suvozemnog lesa, predstavlja deo velike, severnobanatske i novokneževačke lesne terase, koja u ovom delu ima ostrvski izgled. Lesno ostrvo je nastalo fluvijalnim radom reka Tise i Zlatice. Njegovu zapadnu granicu čini aluvijalna ravan Tise, dok južno-jugoistočnu predstavlja aluvijalna ravan Zlatice.

Drugu morfološku celinu čine aluvijalne ravni, koje predstavljaju najniže delove terena. Najprostraniju aluvijalnu ravan ima reka Tisa, a znatno manju njena pritoka Zlatica. Duž aluvijalnih ravni izraženi su erozioni oblici mrtvaje i meandri, a od akumulativnih oblika uočavaju se obalske gredice, brežuljci i rečna ostrva (Bugarski, 1978). Litološki, ravan je izgrađena od pesaka, alevrita, glina i pretaloženih lesoida.

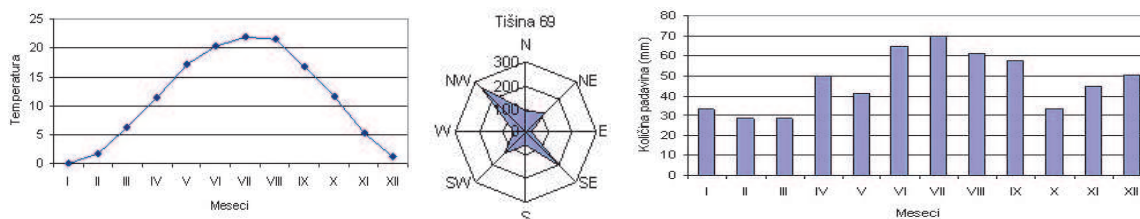
Iako područje istraživanja nema izrazito gustu rečnu mrežu, ipak spada u red područja bogatih površinskim vodama. Hidrografsku mrežu čine reka Tisa, kanal Dunav–Tisa–Dunav sa razgranatom mrežom sekundarnih kanala, Zlatica i Đukošinska rečica. Karakteristično je i prisustvo većeg broja bara i močvara. Nijedan od pomenutih vodotokova nema potpun sliv na području istraživanja.

1.3. Klima

Klimatske prilike ne mogu se posmatrati lokalno, nego u okviru šireg prostora. Banat se nalazi u središnjem delu umerenog toplotnog pojasa i predstavlja deo Panonske nizije. Globalno gledano, klima Banata je pre svega rezultat smene ciklona i anticiklona, koji donosi toplo i suvo vreme. Klima je umerenokontinentalna sa izvesnim specifičnostima – toplim letima, hladnim zimama, dok proleće i jesen traju kratko.

Prema podacima o srednjim mesečnim temperaturama vazduha po pojedinim godinama (slika 1.3), izvodi se zaključak da je juli najtopliji mesec u godini, sa srednjom temperaturom od 21,9° C. Najniže srednje mesečne temperature javljaju se u januaru, a njihova srednja vrednost je 0,0° C. Vegetacioni period traje od početka aprila do kraja septembra sa prosečnom temperaturom vazduha od 18,2° C.

Na prostoru severnog Banata vetrovi se javljaju iz svih pravaca, što je karakteristično i za čitavu Vojvodinu (slika 1.3). Preovlađujući vetrovi duvaju iz severozapadnog i jugoistočnog pravca. Najveći broj tišina javlja se krajem leta, u julu, avgustu i septembru.



Slika 1.3. Grafikoni kretanja srednjih mesečnih temperatura (°C) (levo), ruža vetrova (u sredini) i kretanja srednjih mesečnih količina padavina (mm) (desno) za meteorološku stanicu Senta od 1976. do 2010. godine.

Režim padavina u Vojvodini uglavnom ima obeležje srednjoevropskog-podunavskog režima raspodele padavina, sa veoma velikom neravnomernošću raspodele po mesecima. Istražni prostor se nalazi u severoistočnom delu Vojvodine, koji spada u najsušnije delove pokrajine sa prosečnom godišnjom visinom padavina od 563,4 mm. Raspodela padavina po mesecima prilično je ujednačena, što znači da nema izrazito kišnih i izrazito sušnih meseci (slika 1.3).

1.4. Naseljena mesta i komunikacije

Istražno područje se najvećim delom nalazi u opštinama Novi Kneževac, Čoka i Kikinda, koje pripadaju severnobanatskom okrugu. Severni delovi opština Novi Bečej i Nova Crnja, koje pripadaju srednjobanatskom okrugu, takođe se nalaze u okviru istražnog prostora.

Prema podacima Republičkog zavoda za statistiku Srbije iz 2011. godine, broj stanovnika okruga je oko 147.770, dok je njegova površina 2.329 km². Prosečna gustina naseljenosti iznosi 63 stanovnika po km². Severnobanatski okrug beleži negativnu promenu u populaciji -13,26% u periodu 2002–2011. godina.

Istražni prostor ima gustu mrežu asfaltnih puteva I i II reda i prugu normalnog koloseka, kojima su sva veća naselja istražnog područja povezana sa gradovima u Vojvodini. Postoji dobra drumska i železnička veza sa Beogradom i sa susednim zemljama.

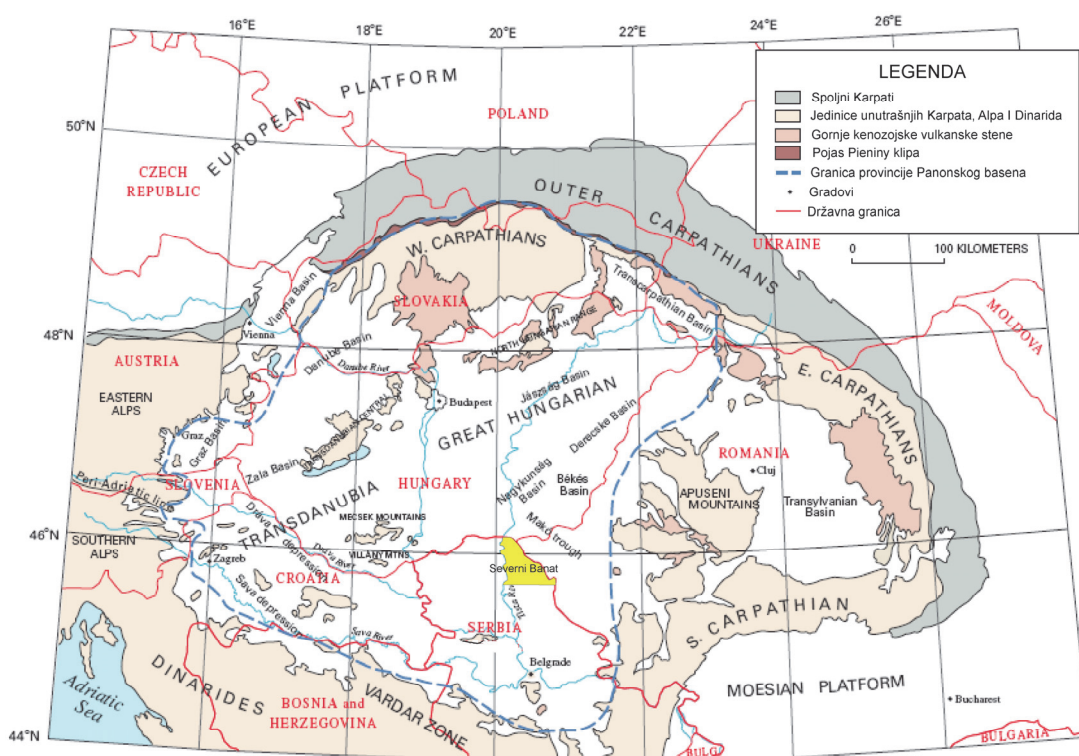
Magistralni putevi su Zrenjanin–Kikinda–Senta i Novi Bečej – Kikinda – Nakovo. Od lokalnih puteva najznačajniji su: Kikinda–Mokrin, Kikinda – Idoš – Sajan – Padej – Ostojićevo – Čoka – Novi Kneževac i Kikinda – Rusko Selo – Srpska Crnja – Radojevo.

1.5. Veličina i podela basena

Područje miocenskog izalučnog Panonskog basena (*back-arc basin*) predstavlja relikv Centralnog Paratetisa i „Panonskog jezera“ (Magyar *et al.*, 1999b).

Maksimalna širina Panonskog basena je 600 km, dužina oko 500 km, a ukupna površina oko 260.000 km². Basen se prostire u više država: Mađarskoj, Rumuniji, Austriji, Slovačkoj, Češkoj, Ukrajini, Sloveniji, Hrvatskoj, Bosni i Hercegovini i Srbiji.

Istražni prostor severnog Banata (slika 1.4) nalazi se u južnom delu nekadašnjeg Centralnog Paratetisa i ima površinu od oko 1.250 km².



Slika 1.4. Tektonske i geografske jedinice područja Alpa – Karpata – Panonskog basena, Dinarida i položaj severnog Banata (Horvath, 1985. u: Dolton, 2006, modifikovano).

ISTORIJAT RANIJIH ISTRAŽIVANJA

Prve radove o srednjomiocenskim naslagama na širem prostoru Banata objavio je Betger (Boettger, 1896, 1902, 1906), dok su miocenski sedimenti na našim prostorima prvi put pomenuti u ikonografiji mekušaca (Brusina, 1902).

U jednom od prvih radova o Panonskom basenu, Kober ga je 1912. godine definisao kao područje niskog deformiteta okarakterisano rasedanjem, smešteno između vrlo izraženih pojaseva nastalih navlačenjem. Međutim, kasnija proučavanja zasnovana na potpovršinskim podacima pokazala su da je područje Panonskog basena veoma deformisano mezozojskim navlačenjima i potom iskidano složenim sistemom normalnih i transkurentnih raseda kenozojske starosti. Panonski entitet, dakle, nije „masiv“, već je, naprotiv, bio izložen višestrukim i različitim deformacijama, koje su delimično skrivene debelim kenozojskim sedimentima (Royden & Horváth, 1988).

Nakon proučavanja faune mekušaca Bečkog, Štajerskog, Panonskog, Dakijskog i Crnomorskog (Euksinskog) basena, Laskarev je (1924) predložio uvođenje Paratetisa kao posebnog biogeografskog entiteta koji se razlikuje od Mediterana. Od tog trenutka, područje Paratetisa je postalo predmet interesovanja mnogih geologa. Prvi rad o neogenoj podlozi Vojvodine, njenom geološkom i petrografskom sastavu objavili su Ruža Kemenci i Nikolić (1962).

Među najveće poznavaoce prilika koje su vladale u Paratetisu tokom njegove geološke istorije spada Adolf Papp, koji je više puta sam (Papp, 1951, 1960, 1974, 1985), a u više navrata s drugim autorima (Papp & Cicha, 1978; Papp & Steininger F., 1974, 1978; Papp *et al.*, 1971, 1973, 1974, 1978, 1985) objavljivao radove o razviću miocena na prostoru nekadašnjeg Paratetisa. Karpatskim sedimentima i njegovim stratotipom s posebnim akcentom na foraminifere bavili su se Ciha i Tejkal (Cicha & Tejkal, 1959), Ciha i Regl (Cicha & Rögl, 2003) i Ciha s drugim autorima (1967, 1998, 2003).

Seneš je (1961, 1974) objavio radove o miocenu i sarmatu Paratetisa sa posebnim akcentom na endemsku faunu. Baldi je (Báldi, 1969, 1973, 1975, 1980, 1986, 1998) dao ogroman doprinos poznavanju stratigrafije i paleogeografije egera Panonskog basena.

Paleogeografske i biogeografske razlike kontrolisane geodinamikom stvorile su velike probleme u stratigrafskoj korelaciji između Paratetisa i Mediterana. Taj problem doveo je do objavljivanja regionalnih hronostratigrafskih i geohronoloških skala, koje su za Centralni Paratetis posebno dokumentovane u *Chronostratigraphic und Stratotypen*, koji su znatno unapredili generalno poznavanje neogena Centralnog Paratetisa i njegove stratigrafije (Cicha *et al.*, 1967; Steininger & Seneš, 1971; Báldi & Seneš, 1975; Papp *et al.*, 1973, 1974, 1978, 1985; Stevanović *et al.*, 1990). Različita geodinamička, paleogeografska i paleobiogeografska istorija unutar samog Paratetisa dovela je do pravljenja hronostratigrafskih/geohronoloških skala za Zapadni, Istočni i Centralni Paratetis (e.g. Steininger *et al.*, 1976; Rögl, 1996; Popov *et al.*, 2004).

Fric Štajninger (Steininger F., 1971, 1973) bavio se holostratotipovima i faciostratotipovima egenburga i mekušcima otnanga, a zajedno sa Senešom je obradio egenburg Paratetisa (Steininger & Seneš, 1971).

U okviru opsežne studije o oligomiocenu Paratetisa, Baldi i Seneš posebnu su pažnju posvetili razviću egerijana (Báldi & Seneš, 1975).

Značajne radove o geologiji Srbije i Rumunije objavili su Sandulesku (Sandulescu, M., 1975), Čičulić i Rakić (1976, 1977) i Berčfil i Bljahu (Burchfiel & Bleahu, 1976). Podaci o stratigrafiji Vojvodine prikazani su u monografiji „Geologija Srbije“ – Stratigrafija, Kenozoik (Petković *et al.*, 1977), u kojoj je posebno zahvaljujući Stevanoviću (1977) obrađeno razdoblje pliocena.

Radler i koautori (Rádlér *et al.*, 1978) publikovali su rad o seizmičkim istraživanjima dubokih neogenih sedimenata u Mađarskoj.

Bljahu i koautori (Bleahu *et al.*, 1981) pisali su o strukturi Apuseni planina i strukturno-tektonskim odnosima u Rumuniji.

Rad o dijagenezi miocenskih krečnjaka Paratetisa napisao je Dulo (Dullo, 1983). Sandulesku je objavio opsežnu studiju o tektonici Karpata i geotektonici Rumunije (Săndulescu, 1984, 1988).

Bistričić i Jenko (1985) i Rijavec (1985) objavili su rad o Transtetiskom koridoru, koji su mnogi autori citirali u kasnijim paleogeografskim rekonstrukcijama Paratetisa. Horvat je u više navrata sam (Horváth, 1993, 1995) i s drugim autorima (Horváth *et al.*, 1988) objavio radove o formiranju, fazi kompresije i mehaničkom modelu Panonskog basena i njihovom uticaju na stvaranje ugljovodonika.

Istorijat neogenih mekušaca Paratetisa prikazali su Neveska i koautori (Neveškaya *et al.*, 1986). U isto vreme su Trkulja i Kirin (1986) bili prvi koji su se posvetili fenomenu kosih refleksija na prostoru severoistočne Vojvodine.

Jedan od najznačajnijih seizmostratigrafa Paratetisa, koji je posebnu pažnju posvetio Panonskom basenu, bio je Pogačaš. On je u više navrata sa koautorima (Pogácsás *et al.*, 1988, 1992, 1993, 1994) objavio radove o seizmofacijama i elektrofacijama Panonskog basena, baveći se seizmostratigrafijom i hronostratigrafskim odnosima.

Najznačajniji rad o mezozoiku Panonskog basena u Vojvodini s posebnim osvrtom na stratigrafiju, facije, magmatizam i paleogeografiju objavile su Miruna Čanović i Ruža Kemenci (1987, 1988).

Tektonskim odnosima na prostoru Paratetisa i Panonskog basena bavili su se mnogi autori, među kojima je sigurno jedan od najistaknutijih Li Rojden (Royden, 1988). Vrlo značajne seizmostratigrafske studije izvodili su i objavili Robert Metik i koautori (Mattick *et al.*, 1985, 1988, 1994, 1996), gde je poseban akcenat stavljen na naftnu geologiju mađarskog dela Panonskog basena.

O kvartarnoj geologiji Vojvodine pisali su Nadežda Krstić (1988) i Stevanović sa koautorima (1992). Najznačajnije radove iz oblasti geofizičkog karotaža i njegovo upotrebi na prostoru Vojvodine objavili su Martinović i koautori (1988, 1997, 2000), dok je Živadinović (1989) objavio rad o problematici geofizičkih istraživanja u tankoslojevitim sredinama neogenih sedimenata.

Na osnovu paleomagnetnih istraživanja gornjokrednih i tercijarnih magmatskih stena, Patrasku i koautori objavili su radove o tektonici Apuseni planina (Patrascu *et al.*, 1990, 1992, 1994). S prostora Vojvodine, rad o suptilnim zamkama u neogenim sedimentima Vojvodine publikovali su Peslać i koautori (1990), a o organo-geohemijskim studijama južnog dela Panonskog basena, u okviru kojih su obrađene i nafte sa polja Čoka, pisali su Šaban i koautori (1990).

Značajan rad o litofacijalnim oblicima i depozicionim procesima za vreme miocena i donjeg ponta u severnom Banatu objavila je Ruža Kemenci (1991), dok su Kirin i koautori (1991) objavili rad o seizmostratigrafiji i sedimentologiji neogena severnog Banata.

Čontoš je sa koautorima (Csontos *et al.*, 1992) i sam (1995) pisao o tercijarnoj strukturologiji i tektonici Intrakarpatske oblasti, dok je Tari sa koautorima (1992, 1999) i sam (1995, 1996) u više navrata pisao o ekstenzionim stilovima, strukturi litosfere i kore Panonskog basena na osnovu seizmičkih, gravimetrijskih i geotermalnih podataka. Značajne radove o tektonici i geodinamici mađarskog dela Panonskog basena objavili su Horvat (1993, 1995), Horvat i Kluting (Horváth & Cloetingh, 1996), Čontoš (Csontos, 1995) i Fodor (1999). Ujsasi i Vakarč (Ujszászi & Vakarcs, 1993), Vakarč i koautori (Vakarcs *et al.*, 1994, 1997) i Vakarč sam (1997) objavili su radove o srednjomiocensko-gornjopliocenskoj depozicionoj sekvenci progradacionog deltnog kompleksa Panonskog basena i sekvencionostratigrafskoj analizi južnog dela Transdanubijskog regiona. Geologija Apuseni planina i sistem navlaka Kodru–Biharija obrađeni su u radovima Balintonija (1994) i Balintonija i koautora (Balintoni *et al.*, 1996).

U Hrvatskoj je objavljeno više radova o geodinamici Panonskog basena čiji su autori Domagoj Jamičić (Jamičić, 1995) i Eduard Prelogović i koautori (Prelogović *et al.*, 1995), dok su o tercijarnim vulkanskim stenama na prostoru Hrvatske pisali Jakob Pamić i koautori (Pamić *et al.*, 1995). Rad o gornjopontskim palinomorfama severnog Banata i paleoekološkoj rekonstrukciji objavio je Ivan Dulić (1995). Mađar je (Magyar, 1995) objavio biostratigrafiju gornjomiocenskih mekušaca istočnog dela Panonskog basena.

O stratigrafiji i paleogeografiji Mediterana i Paratetisa u vreme oligocena i miocena pisao je Regl sam (Rögl, 1996, 1999) i sa koautorima (Rögl *et al.*, 2002). Ciha i koautori (Cicha *et al.*, 1998) dali su pregled oligomiocenskih foraminifera Centralnog Paratetisa. U Pavelićevim samostalnim radovima i onima pisanim sa koautorima (Pavelić *et al.*, 1998; 2003a, 2003b; Pavelić, 2001, 2005) dat je velik doprinos poznavanju miocenske depozicione sredine Panonskog basena na prostorima Hrvatske i severne Bosne. Geodinamikom Centralnog Paratetisa, paleogeografskim prilikama i strukturnim razvićem miocena, s posebnim akcentom na sedimente karpata i badena, kao i palinspastičkim rekonstrukcijama i sekvencionostratigrafskim analizama bavili su se u svojim radovima Kovač i E. Marton (Kovač & Márton, 1998) i Kovač s drugim autorima (1994, 1997, 2003, 2004). Radove o neotektonskoj aktivnosti, strukturnoj geometriji i kinematici Panonskog basena u više navrata je objavio Marović sa koautorima (1996, 1998, 2007).

Najznačajnije radove o podlozi pretercijarnih sedimenata Vojvodine objavile su Ruža Kemenci i Miruna Čanović (Kemenci & Čanović, 1997; Čanović & Kemenci, 1999), a osim njih je značajne podatke o geologiji Vojvodine objavio Mile D. Dimitrijević (1997). Strukturnim karakteristikama i neotektonskom aktivnošću jugoistočnog dela Panonskog basena bavili su se Slobodan Marković i koautori (Marković *et al.*, 1997).

Saki je sa koautorima (Sacchi *et al.*, 1998, 1999) publikovao radove o seizmostratigrafiji gornjeg miocena zapadne Mađarske u blizini jezera Balaton, dok su o tektonotermalnoj evoluciji Apuseni planina pisali Dalmajer i koautori (Dallmeyer *et al.*, 1999).

U jednom od najznačajnijih radova o stratigrafiji Panonskog basena grupe autora (Magyar *et al.*, 1999a, b), prikazana je integrisana korelacija biostratigrafskih, magnetostratigrafskih i hronostratigrafskih podataka gornjomiocenskih sedimenata jezera Panon. Dulić je (1999) u svom radu o horizontalnim kretanjima i navlakama dao viđenje o novom načinu pristupa naftno-geološkim istraživanjima u Vojvodini.

O megatektonskoj jedinici Tise na osnovu paleomagnetnih podataka pisala je E. Marton (Márton, 2000, 2001). Štajninger i Vesli (Steininger F. F. & Wessely, 2000) dali su svoje mišljenje o oligocensko-neogenoj stratigrafiji Mediteranskog regiona.

Hamor je (2001) objavio paleogeografske karte Karpatskog basena u vreme miocena, a korelacija donjeg i gornjeg miocena Paratetisa prikazana je u radu Gudrun Daksner-Hek (Daxner-Höck, 2001). Lučić i koautori (2001) objavili su rad o neogenoj evoluciji i ugljovodoničnom potencijalu Panonskog basena u Hrvatskoj, dok je paleogeografiju jezera Panon s posebnim osvrtom na prilike tokom deponovanja *Congerina rhomboidea* publikovao Guljaš (Gulyas Jr., 2001). O neogeno-kvartarnim strukturama na granici između Alpa, Dinarida i Panonskog basena pisali su Tomljenović i Čontoš (Tomljenović & Csontos, 2001). Verovatno najznačajnije radove o korišćenju paleomagnetizma u geodinamičkoj i tektonskoj rekonstrukciji Paratetisa objavio je Marton sam (Márton, 2001, 2006) i s drugim autorima (Márton *et al.*, 2003, 2006). Značajan doprinos poznavanju geologije na prostoru Kikinde dao je Popovicki u svojim radovima (2001a, 2001b, 2004).

O neotektonici južne margine Panonskog basena pisali su Marović i koautori (2002). Značajne radove o korišćenju faune foraminifera i mekušaca u paleoekologiji i određivanju paleosredina objavili su Mandić i koautori (Mandić *et al.*, 2002) i Mandić samostalno (2004). Jedan od najvećih poznavalaca paleogeografskih prilika u Paratetisu za vreme srednjeg i gornjeg miocena jeste Harzhauser, koji je u više navrata sa koautorima objavio radove (Harzhauser *et al.*, 2002, 2003, 2004; Harzhauser & Mandić, 2008; Harzhauser & Piller, 2007).

Geološku vremensku skalu uz objašnjenje zašto, kako i kuda dalje objavili su Gradstajn i Og (Gradstein & Ogg, 2004). Filipesku je izneo svoje viđenje o granici baden-sarmat i njenom uticaju na paleogeografske i paleoekološke promene (Filipescu, 2004). Značajne radove o mezozojskoj evoluciji megajedinice Tise objavili su Haas i Pero (Haas & Péro, 2004). Popov i koautori (2004) objavili su set (deset) litološko-paleogeografskih karata Paratetisa u periodu gornji eocen – pliocen. Značajan rad o rekonstrukciji mezozojskih tektonskih ploča u Karpatskom regionu objavili su Čontoš i Vereš (Csontos & Vörös, 2004).

Piler i Harchauzer pisali su o mitu postojanja brakičnog sarmatskog mora (Piller & Harzhauser, 2005), a neotektonske strukture i morfotektonika zapadnih i centralnih delova Panonskog basena prikazani su u radu Fodora i koautora (2005). O metamorfizmu megajedinice Tise i kristalina Koralpe–Velc (Koralpe–Wölz) sistema navlaka pisala je Đendi Lelkeš-Felvari s drugim autorima (Lelkes-Felvári *et al.*, 2005), a iste godine je objavljen i rad Figenšua i Šmida (Fügenschuh & Schmid, 2005) o starosti kompleksa jezgra, *core complex*, formacija u Južnim Karpatima na osnovu metoda radioaktivnog datiranja geoloških događaja. Opširnu studiju u kojoj je obrađena geologija Panonskog basena publikovao je Dolton (2006), dok su značajan rad o primeni sekvencione stratigrafije na osnovu 3D seizmičkih ispitivanja u Bečkom basenu objavili Štraus i koautori (Strauss *et al.*, 2006). Kluting i drugi autori (Cloetingh *et al.*, 2006) publikovali su opsežnu studiju o formiranju panonsko-karpatiskog dela, njegovoj litosferi i vertikalnom kretanju na osnovu termo-mehaničkog modeliranja. Velik broj radova objavljen je o tektonici i geodinamici mađarskog dela Panonskog basena. Najznačajnije od njih napisali su Horvat i Bada sa koautorima (Horváth *et al.*, 2006; Bada *et al.*, 2007).

Badenska evolucija mora Centralnog Paratetisa predmet je istraživanja Kovača i drugih autora (Kováč *et al.*, 2007), koji su u svom radu prikazali paleogeografiju, klimu i eustatske promene morskog nivoa. Poseban doprinos poznavanju miocena Centralnog Paratetisa i njegove korelacije s područjem Mediterana dat je u radu Piler i koautora (Piller *et al.*, 2007). Magnetostratigrafsku, seizmičku i biostratigrafsku korelaciju gornjomiocenskih sedimenata u severozapadnom delu Panonskog basena publikovali su Mađar i koautori (Magyar *et al.*, 2007). Jedan od najznačajnijih radova o gornjomiocenskoj sekvencionoj stratigrafiji Panonskog basena s posebnim osvrtom na korelaciju jezgara, GFK merenja i seizmiku na prostoru Kiškunhalaš–Meljkut (Kiskunhalas–Melykut) dala je Agneš Tot-Mak (Toth–Makk, 2007), dok su najvažnije radove o sekvencionoj stratigrafiji i seizmostratigrafiji Panonskog basena objavili sledeći autori: O. Stano i Mesaroš (Sztanó & Mészáros, 2006), Đ. Juhas i koautori (Juhász *et al.*, 2007), O. Stano i Mađar (Sztanó & Magyar, 2007), Mađar i O. Stano (Magyar & Sztanó, 2008),

Rabadija (Răbăgia, A.-M., 2009), Uhrin sa drugima autorima (Uhrin *et al.*, 2009) i Pigot i Radivojević (Pigott & Radivojević, 2010).

Do sada je vrlo malo radova objavljeno o naftnoj geologiji Panonskog basena. Svakako najznačajniji su oni koje su publikovali Saftić i koautori (2003), Mađar s grupom autora (2006), Tari i Horvat (2006), Alina Tulukan (Tulucan, 2007), Tatjana Šolević i koautori (2006, 2008), Korver i drugi autori (Corver *et al.*, 2009) i Krežek sa koautorima (Krézsek *et al.*, 2010).

U poslednjih nekoliko godina objavljeno je dosta radova o geologiji srpskog dela orogena i Panonskog basena. Autori najznačajnijih od tih studija jesu Marović i drugi (2007), Lešić sa koautorima (2007), Šumanovac (2010), Šefer sam i s grupom autora (Schefer, 2010; Schefer *et al.*, 2010) i Radivojević i koautori (2010, 2013).

Nedavno je u Mađarskoj Haas sa grupom autora objavio prekenozojsku geološku kartu (Haas *et al.*, 2010), dok su rad o kvantifikaciji velikih promena morskog nivoa između Dakijskog i Crnomorskog sistema publikovali Munteanu i koautori (Munteanu *et al.*, 2012).

Nedavna uspešna međunarodna saradnja omogućila je publikovanje novih radova o geodinamičkoj evoluciji (Matenco *et al.*, 2012; Matenco & Radivojević, 2012; Toljić *et al.*, 2013; Stojadinović *et al.*, 2013) i paleogeografiji područja Panonskog basena (Magyar *et al.*, 2013; Uhrin & Sztanó, 2012; Csato *et al.*, 2013; Sztanó *et al.*, 2013).

Osim publikovanih radova, prilikom izrade doktorata korišćen je velik broj stručnih radova, elaborata, projekata i studija koji se nalaze u fondovskoj dokumentaciji „NIS Gasprom njefta“. Među njima je svakako najznačajniji Projekat osnovnih geoloških istraživanja severni Banat (Hajder *et al.*, 2003), u kome su sadržana osnovna saznanja o geološkom sklopu i opšti podaci o naftno-geološkim karakteristikama.

MATERIJAL I METODE

Interpretacija regionalno-geoloških odnosa urađena je na osnovu podataka dobijenih seizmičkim ispitivanjima, dubinskim bušenjem, geofizičkim karotažnim (GFK) merenjima, paleontološko-petrološko-sedimentološkim analizama, i dr.

U tekstu doktorske disertacije često su korišćeni strani izrazi koji su odomaćeni u našoj literaturi (*onlap, baselap, back-arc, detachment, core complex, foredeep, shale, play* i drugi). Pojedini termini su ostavljeni u izvornom obliku, dok je pored nekih izvornih oblika (pisanih kurzivom) dat i predlog kako bi ih trebalo koristiti.

3.1. Materijal

Prvu fazu izrade potpovršinskog modela predstavljalo je prikupljanje svih raspoloživih podataka i procena njihove upotrebne vrednosti za interpretaciju i modelovanje.

3.1.1. Geofizička istraživanja

U okviru geofizičkih radova primenjeni su gravimetrija, magnetizam, seizmika, geofizička karotažna merenja (GFK) i vertikalno seizmičko profiliranje (VSP). Najznačajniju ulogu u izradi regionalnog potpovršinskog modela imala je metoda reflektivne seizmike, koju slede metode GFK i VSP. Dosadašnjim geofizičkim istraživanjima u severnom Banatu postignut je visok stepen istraženosti.

Na širem prostoru severnog Banata seizmičke metode u naftno-geološkim istraživanjima primenjuju se više od 60 godina. U početku su to bila refraktivna seizmička ispitivanja, da bi kasnije počela primena reflektivne seizmike sa jednostrukim potpovršinskim prekrivanjem. Najznačajniji napredak u razvoju seizmičkih istraživanja predstavljali su prelazak na višestruko prekrivanje, uvođenje trodimenzionalnog ispitivanja i primena migracije prilikom obrade podataka. Na istražnom prostoru u vreme izrade teze bilo je snimljeno preko 6.000 km neravnomerno raspoređenih 2D reflektivnih seizmičkih profila (više od 700), koji su imali različit izvor energije seizmičkih talasa (vibroiseizmički i eksploziv).

Pored toga, na otkrivenim ležištima snimljeno je i preko 300 km² 3D seizmike. Prilikom geološko-geofizičke interpretacije korišćeni su noviji seizmički profili kada god su mogućnosti to dozvoljavale, s obzirom na to da je kvalitet profila snimljenih pre 90-ih godina prošlog veka uglavnom nizak.

Kvalitet GFK metoda uslovljen je godinom izvođenja radova i opremom. Na prostoru severnog Banata, GFK ispitivanja izvedena su na 75 lokaliteta u oko 800 nezacevljenih i zacevljenih bušotina.

Za korelaciju seizmičkih i bušotinskih podataka korišćeni su podaci dobijeni VSP-om. VSP snimanje na prostoru severnog Banata prvi put je izvedeno 1990. godine. Kvalitet u prvoj fazi nije bio zadovoljavajuć, ali se napretkom tehnologije i aparature došlo do visokokvalitetnih podataka. VSP je izveden na tridesetak bušotina, na osnovu čega su utvrđene vrednosti prosečnih brzina prostiranja seizmičkih talasa u određenim geološkim sredinama koje su korišćene za konverziju vreme–dubina.

3.1.2. Geološka istraživanja

Najznačajniji podaci o geologiji istražnog prostora dobijeni su istražnim bušenjem. Procesom geološke kontrole bušenja i različitim specijalističkim ispitivanjima omogućena je detaljna interpretacija stratigrafije, sedimentologije, paleogeografije, naftne geologije, facija i depozicionih sredina.

U cilju istraživanja ugljovodonika, vode i geotermalne energije na području severnog Banata bušene su istražne i konturno-istražne bušotine (preko 250). Osim toga, izbušen je velik broj razradnih i eksploatacionih bušotina, čija je svrha povećanje proizvodnje ugljovodonika. Prilikom izrade geološkog modela korišćeni su podaci dobijeni geološkom kontrolom svih istražnih i konturno-istražnih, kao i reprezentativnih razradnih bušotina.

Iz naftnih bušotina možemo dobiti dve nezavisne grupe podataka o litologiji, stratigrafiji i depozicionim sredinama. Prva grupa podataka dobija se direktno iz bušenja, a druga iz karotažnih merenja. U podatke u vezi sa bušenjem spadaju uzorci sa vibrosita, jezgra i sami bušaći parametri. Pre početka primene GFK, jedini izvor podataka o potpovršinskoj litologiji bio je madlog (*mudlog*). On predstavlja

geološki zapis praćenja bušenja na kome se beleže litologija, napredak bušenja, zamene dleta, gasni tok, kalcimetrija i pojave ugljovodonika.

Jedini fizički neporemećen uzorak u bušotini predstavljaju jezgra koja se koriste za analizu petroloških, mineraloških i sedimentoloških uslova, kao i za mikro i makro paleontološke analize. Osim na jezgrima, određivanje mikrofaune i paleopalinoške analize sprovode se i na probama sa vibrosita. Na ovim uzorcima rađena su i geohemijska ispitivanja (na preko 100 bušotina), koja su omogućila izvođenje brojnih zaključaka o postojanju matičnih stena, proceni generativnih mogućnosti sedimenata, migracionim procesima, količini i vrsti akumuliranih ugljovodonika u zamkama i postojanju uslova za njihovo očuvanje.

3.2. Metode

Prva faza izrade potpovršinskog modela obuhvatala je analizu svih raspoloživih podataka i proveru njihove upotrebne vrednosti. Druga faza je predstavljala određivanje litologije, stratigrafije i depozicionih sredina na osnovu podataka dobijenih bušenjem i GFK merenjima. U ovoj fazi urađeni su geološki stubovi, model brzina – na osnovu kojeg su izvedeni konverzija vreme–dubina, strukturna i stratigrafska interpretacija seizmičkih profila, dubinsko-strukturne i karte debljina i geološki profili. Treća, finalna faza predstavljala je seizmostratigrafsku, tektonostratigrafsku, sekvencionostratigrafsku, geodinamičku, paleogeografsku i naftno-geološku rekonstrukciju prostora severnog Banata. Prilikom izrade modela korišćene su metode geofizičkog karotaža, seizmike, seizmostratigrafije i tektonostratigrafije, a u cilju kvalitetnije regionalne korelacije korišćeni su podaci iz susednih zemalja – Mađarske i Rumunije.

Metode korišćene prilikom izrade doktorske teze primenjuju se već više godina, međutim njihova upotreba nije podjednaka. Na primer, metoda seizmostratigrafije uvedena je još 70-ih godina prošlog veka, ali je njen pun potencijal daleko veći od onoga koji se trenutno koristi. Uz to, neke stratigrafske metode koje bi bile od izuzetnog značaja još nisu u dovoljnoj meri u upotrebi na našim prostorima (magnetostratigrafija, sekvencionostratigrafija, metod izotopskih određivanja starosti i dr.).

3.2.1. Paleontološko-petrološko-sedimentološke metode

Paleontološkim analizama obuhvaćene su sedimentne stene, odnosno uzorci jezgara i proba sa vibrosita u zavisnosti od metode koja se primenjuje. Na uzorcima su primenjene metode proučavanja mikrofaune (primenom mikroskopskih preseka stena /*thin sections*/ i izdvajanja mikrofosila) i makrofaune, krečnjačkog nanoplanktona, spora i polena. Ova ispitivanja omogućavaju identifikaciju različitih fosila (determinaciju do nivoa vrste) i na osnovu toga definisanje starosti proučavanih sedimenata, utvrđivanje životnih uslova, definisanje depozicionih sredina i sl.

Petrološko-sedimentološke analize primenjene su uglavnom na jezgrima, dok su u manjoj meri analizirani i uzorci sa vibrosita. Detaljni litološki opisi i facijalne analize urađeni su na osnovu makroskopskih i mikroskopskih opservacija. Detaljnim petrološkim proučavanjem tvorevina pretercijarnog i tercijarnog kompleksa analizirani su vrste stena i njihovi varijeteti, strukturno-teksturne karakteristike, stepen i vrste sekundarnih izmena.

3.2.2. Metoda geofizičkih karotažnih merenja (GFK)

Prilikom određivanja litologije, stratigrafije i depozicionih sredina korišćene su i metode GFK merenja u nezacevljenim bušotinama. Manuelna interpretacija litologije uz pomoć GFK dijagrama urađena je korišćenjem svih raspoloživih merenja. GFK merenja su korišćena za horizontalnu i vertikalnu analizu i interpretaciju facija i depozicionih sredina.

3.2.3. Metoda seizmike

Seizmička metoda se zasniva na potpovršinskom merenju putovanja određenog tipa seizmičke energije, od veštačkog izvora do prijemnika. U izradi potpovršinskog geološkog modela šireg prostora severnog Banata urađena je strukturna i stratigrafska interpretacija optimalno obrađenih seizmičkih sekcija.

Za raspoznavanje i određivanje stratigrafskih jedinica na seizmičkim sekcijama korišćeni su seizmički odziv (koji zavisi od koeficijenta refleksije) i bitna seizmička svojstva (akustična impedanca, brzina prostiranja seizmičkih talasa, prigušenje seizmičke energije) koja zavise od zapremine stena (Roksandić, 2001).

Za povezivanje seizmičkih i bušotinskih podataka neophodno je podatke o dubinama nabušenih slojnih granica prevesti u vrednosti dvostrukih vremena. Za konverziju vreme–dubina korišćene su tablice brzina izvedene na osnovu VSP-a i sintetičkih seizmograma.

3.2.4. Metoda seizmostratigrafije

Primena stratigrafskog pristupa interpretaciji seizmičkih podataka zajedno sa drugim metodama omogućila je određivanje litološkog sastava, depozicionih sredina, načina, mesta, vremena i mehanizma formiranja pojedinih slojeva. Osnovnu teoriju i operativnu šemu seizmostratigrafije prvi put su prikazali i publikovali Piter Vejl (Peter Vail) i njegove kolege iz kompanije „Exxon“ (AAPG Memoir 26, 1977).

Prilikom izrade geološkog modela severnog Banata, osim seizmostratigrafije, korišćena je i hronostratigrafija izvedena na osnovu nje (*Seismic Stratigraphy Based Chronostratigraphy* – SSBC). Ona se u osnovi sastoji iz seizmostratigrafske interpretacije i izrade hronostratigrafskih dijagrama koji se koriste za prikaz vremenskih odnosa između depozicionih sistema i sistemskih pojaseva (*system tract*).

3.2.5. Metoda tektonostratigrafije

Položaj reflektora i seizmičkih sekvenci ima specifično razviće u sistemima koji su tektonski aktivni tokom depozicije ili neposredno pre nje. U tim slučajevima depozicioni sistemi imaju tektonsko poreklo i mogu biti definisani tektonskim sistemskim pojasevima.

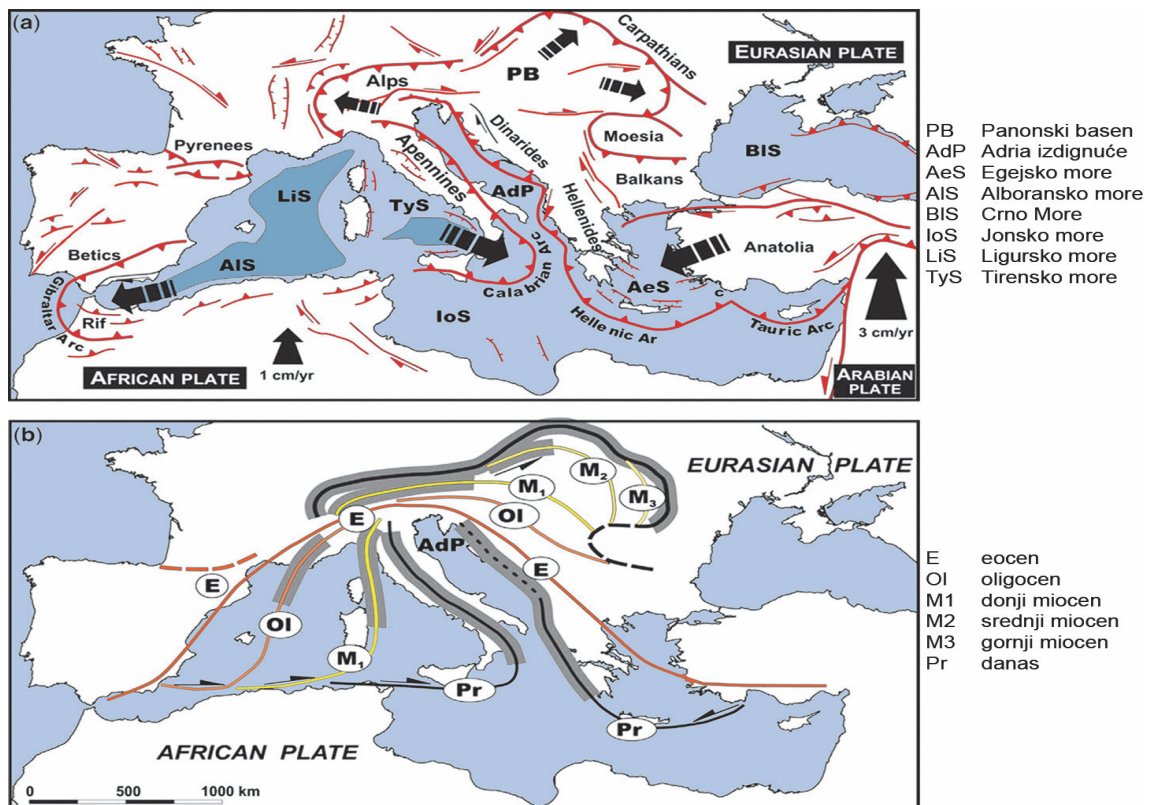
U seizmičkoj interpretaciji korišćena je sekvencionostratigrafska terminologija ekstenzionih basena (Van Wagoner *et al.*, 1990; Martins-Neto & Cătuneanu, 2010). Tamo gde su postojali podaci visoke rezolucije, sedimenti deponovani tokom ekstenzije opisani su korišćenjem terminologije tektonskih sistemskih pojaseva: početka riftne depozicije, faze maksimalne riftne depozicije (*rift climax*) i neposredne/kasne faze riftne depozicije (*sensu* Prosser, 1993). U područjima gde ta podela nije bila moguća, sedimenti su jednostavno grupisani unutar preriftne, sinriftne i postrifne faze.

3.2.6. Metoda riftne sekvencione stratigrafije

Koncept klasične sekvencione stratigrafije, koji je nastao unutar sistema pasivnih margina, u poslednjih dvadeset godina znatno je evoluirao (Weimer & Posamentier, 1993; Loucks & Sarg, 1993; Emery & Myers, 1996; Posamentier & Allen, 1999; Catuneanu, 2002, 2006; Catuneanu *et al.*, 2009; Martins-Neto & Catuneanu, 2010). Prilikom seizmogeološke interpretacije šireg prostora severnog Banata, s obzirom na intenzivnu tektonsku aktivnost Panonskog basena, primenjivan je model sekvencione stratigrafije koji se odnosi na riftna područja (Martins-Neto & Catuneanu, 2010).

TEKTONSKO-STRATIGRAFSKA EVOLUCIJA PANONSKOG BASENA I NJEGOVOG JUGOISTOČNOG OBODA (BANAT)

Panonski ekstenzioni basen okružen je planinskim pojasom Alpa, Karpata i Dinarida. Region Mediterana predstavlja široku zonu konvergencije evroazijske i afričke ploče, čija je kinematika dovela do višefazne istorije deformacija celog regiona. Prvu fazu predstavljalo je otvaranje Atlantskog okeana koje je formiralo alpski orogeni pojas (Biju-Duval *et al.*, 1977; Dercourt *et al.*, 1986; Dewey *et al.*, 1989; Sengor, 1993; Yilmaz *et al.*, 1996). U ovoj suštinski kompresionoj sredini, prisutan je velik broj ekstenzionih basena koji leže preko orogenih terana. Idući od zapada ka istoku, to su Alboranski, Ligurski, Tirenski, Panonski i Egejski basen (slika 4.1). I pored sličnog nastanka i evolucije, ti baseni nisu nastali u isto vreme i pokazuju znatne razlike u strukturologiji i tektonskoj aktivnosti.



Slika 4.1. (a) Današnji izgled kenozojskih mediteranskih struktura i susednih područja. Najznačajnije ploče iznad zone subdukcije pretrpele su rotaciju, translaciju i ekstenziju, koja je rezultirala formiranjem više izalučnih basena. Tamnije osenčeni delovi predstavljaju okeansku koru. (b) Dinamički model evolucije mediteranskog područja u vreme kenozoika (Wortel & Spakman, 2000). Kontinuirane linije pokazuju područja aktivne subdukcije; debele sive linije pokazuju mesta ranije aktivnog detačmenta (Horváth *et al.*, 2006).

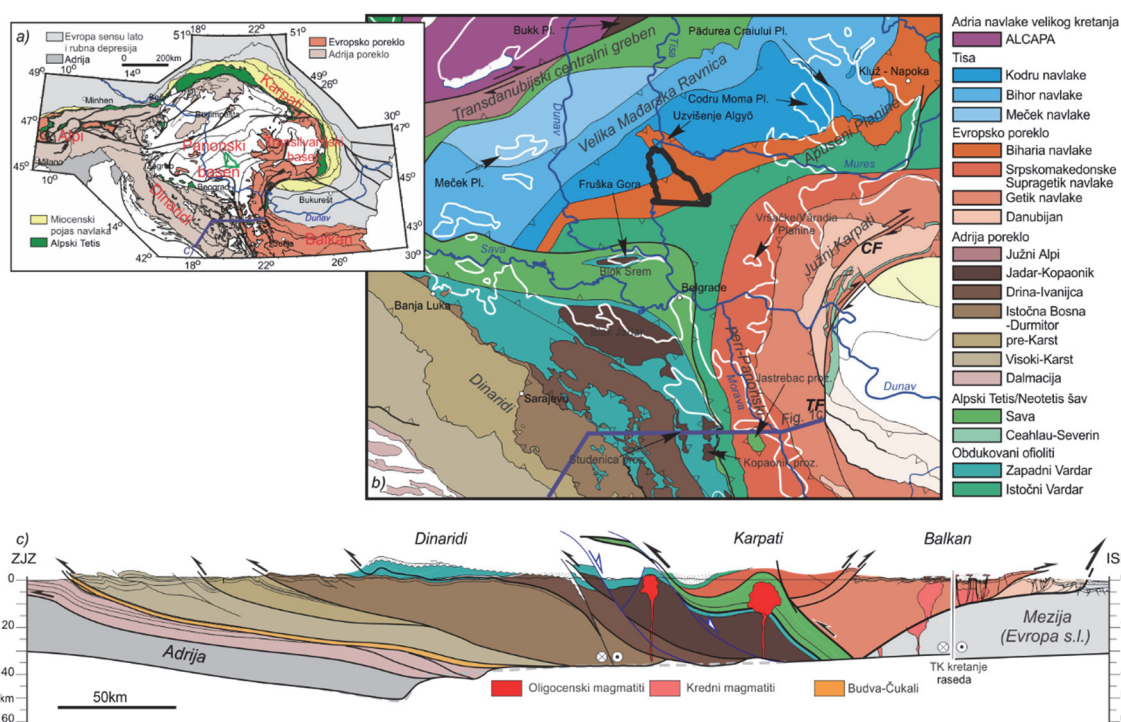
Panonski basen je predstavljao deo Paratetisa, koji se nekada prostirao od Lionskog zaliva u zapadnoj Evropi do Kaspijskog mora u centralnoj Aziji (Steiniger *et al.*, 1988; Rögl, 1999). On predstavlja tipičan izalučni basen sa veoma istanjenom kontinentalnom korom koja je nastala podvlačenjem evropske tektonske ploče (Balla, 1986; Horváth, 1993; Horváth *et al.*, 2006; Royden, 1988).

Dosadašnji tipični evolucionarni model Panonskog basena pretpostavljao je istovremeni početak ekstenzije i glavnu fazu formiranja navlaka u spoljnim Karpatima. Početnu fazu ekstenzije sledila je maksimalna tektonska aktivnost duž normalnih raseda tokom faze sinriftne depozicije (14-15 miliona godina). Fazu ekstenzije sledila je faza gornjomiocenskog do kvartarnog postriftnog termalnog tonjenja (Tari *et al.*, 1999). Basen je nakon toga zamaskiran pliocensko-kvartarnom inverzijom nastalom zavlačenjem i rotacijom Adrije u smeru obrnutom od kretanja kazaljke na satu (Marton, 2006).

Istražni prostor je smešten u prelaznoj – tranzitnoj zoni između Panonskog basena i orogenih struktura Dinarida, Karpata i Balkana (slika 4.2). Prostor Vojvodine, koji predstavlja ključno područje u evoluciji Panonskog basena, nije bio obuhvaćen prethodnim kinematskim studijama. Geodinamička studija ovog prostora i njegovog uticaja na formiranje i zapunjavanje basena objavljena je tek nedavno (Matenco & Radivojević, 2012). Osim lokalnih transtenzionih struktura, u srednjomiocenskim riftnim sedimentima uočava se i velik broj normalnih raseda malog padnog ugla, što ukazuje na prisustvo asimetrične ekstenzije (Tari *et al.*, 1999). Nedavna istraživanja u blizini severnog dela Dinarida i u njihovom centralnom delu potvrdila su ovu činjenicu (Schefer, 2010; Ustaszewski *et al.*, 2010). Iz navedenih razloga povezivanje detačmenta Dinarida i karpatskih struktura sa kinematikom Panonskog basena predstavlja ključni element za iznalaženje mehanizma ekstenzije dela Velike mađarske ravnice, u okviru koje se nalazi istražni prostor severnog Banata (slika 4.2).

Srpski deo Panonskog basena veoma je značajan zbog odnosa tri velike tektonske jedinice (Tisa, Dakija i Dinaridi), koje se na ovom prostoru nalaze u zonama spajanja (*suture zone*) ili smicanja (*shear zone*) (slika 4.2). Uz to, na ovom prostoru se nalaze i dve ofiolitske zone (zapadna i istočna Vardarska zona) koje su

obdukovane u vreme gornje jure. Razdvajanje istočnih i zapadnih vardarskih ofiolita verovatno je nastalo zatvaranjem Savskog okeana na tromedi Tise, Dakije i Dinarida. Preciznije određivanje pozicije šava, koji je u potpunosti prekriven miocenskim sedimentima, izvedeno je interpretacijom više regionalnih seizmičkih profila kalibrisanih velikim brojem istražnih bušotina (Matenco & Radivojević, 2012).



Slika 4.2. (a) Tektonska karta Alpsko-karpatsko-dinaridskog sistema (Schmid *et al.*, 2008, modifikovano) sa konturama Panonskog i Transilvanijskog basena. Lokacija profila sa slike c) predstavljena je debelom plavom linijom, dok crni poligon predstavlja područje severnog Banata. CF – Černa-Žiju rased; TF – Timok rased. (b) Detaljna tektonska karta veze između Dinarida, Južnih Karpatia i Panonskog basena (Schmid *et al.*, 2008, modifikovano); crni poligon predstavlja područje severnog Banata. (c) Geološki profil preko sistema Dinarida i Balkana (Schefer, 2010; Schmid *et al.*, 2008; Šumanovac, 2010; Matenco & Radivojević, 2012; modifikovano).

U severozapadnom delu Vojvodine, nalaze se blokovi Dakije i Tisije. Dakija je pretrpela velik stepen translacije i rotacije (Csontos & Vörös, 2004; Haas & Péro, 2004; Márton, 2000; Patrascu *et al.*, 1992; Vörös, 1977) za vreme srednjoturkog odvajanja i ponovnog (krednog) postavljanja uz blokove sa evropskim osobinama. Blok je predstavljen različitim visokometamorfisanim variscijskim stenama, koje su uglavnom prekrivene kontinentalnim permskim i germanskim trijaskim sedimentima. Ti sedimenti lateralno prelaze u srednjotrijaska karbonatna izdignuća ili u gornjotrijaske halštat facije (Bleahu *et al.*, 1981; Burchfiel & Bleahu, 1976; Haas & Péro, 2004). Megajedinica Tise predstavljena je sistemom koji čine Meček, Bihor i Kodru navlake (slika 4.2, Balintoni *et al.*, 1996; Bleahu *et al.*, 1981; Haas & Péro,

2004). Prethodno pomenutim navlakama Has i Pero dodali su i Solnok (Szolnok) jedinicu, koja je generalno slična Meček navlaci i nije izdvojena kao poseban entitet. Biharija navlaka je nedavno ponovo pripojena Dakijskoj jedinici (Schmid *et al.*, 2008) na osnovu strukturnog položaja i gornjojursko-donjokrednog, srednjeg do visokog stepena metamorfizma (Dallmeyer *et al.*, 1999). Na osnovu bušotinskih podataka (Čanović & Kemenci, 1988), moguće je izdvojiti centralnu zonu metamorfnih stena, grube orijentacije istok–zapad. Zona je pokrivena gornjokrednim distalnim sedimentima koji predstavljaju lateralni ekvivalent Biharija navlake (slika 4.2, Lelkes-Felvári *et al.*, 2005). U severnom i severozapadnom delu Srbije uočavaju se metamorfiti i trijaski karbonati (kontinentalni do plitkovodni) orijentacije istok–zapad. Ove stene mogu biti pripisane produžetku Kodru–Bihor navlaka (slika 4.2, Čanović & Kemenci, 1988, 1999).

Na jugozapadu srpskog dela Panonskog basena nalaze se severni delovi jadrarskog i sremskog bloka prekriveni miocenskim sedimentima. Jadrarski blok je sačinjen od nemetamorfisane do blago metamorfisane paleozojske sekvence. Ta sekvenca je prekrivena različitim stenama koje se nalaze u rasponu od plitkovodnih trijasko-jurskih karbonata do dubokovodnih radiolarita. Radiolariti su slični onima na zapadu Panonskog basena (planina Medvednica, Hrvatska) i na njegovom severu (Buk planine, Mađarska) (Filipović *et al.*, 2003; Pamić, 2002; Schmid *et al.*, 2008; Tomljenović, 2000). Ova jedinica je u pravcu jugoistoka lateralno kontinuirana metamorfnim serijama Kopaonika (Dimitrijević, 1997). U povlatnom delu jedinice Jadar–Kopaonik nalaze se zapadnovardarski ofioliti, koji su tokom kasne jure – rane krede obdukovani na unutrašnje Dinaride (Dimitrijević, 1997; Karamata, 2006; Pamić, 2002; Schmid *et al.*, 2008). Nakon početne obdukcije, krajem krede dolazi do zatvaranja ovog segmenta Neotetiskog okeana i formiranja zone savskog šava (Pamić, 2002; Schmid *et al.*, 2008; Ustaszewski *et al.*, 2009). Zatvaranje okeana (između jedinica Evrope i Adrije) obeleženo je mastrihtskim (eocenskim?) šavom koji čine dubokovodni turbiditi (fliš) (Dimitrijević, 1997; Schmid *et al.*, 2008).

Od glavnih tektonskih jedinica na prostoru severnog Banata nalaze se terani Tise (Kodru navlaka), Dakije (Biharija navlaka) i mali deo istočnovardarske zone.

Tisa jedinica se nalazi u krajnjem severozapadnom delu Vojvodine. Trijaski sedimenti su sačuvani samo na mestima koja nisu pretrpela izdizanje blokova i eroziju tokom

miocenske ekstenzije. Sedimentne facije trijasa i geometrija Tisa jedinice slična je Kodru i Bihor navlakama u Apuseni planinama (Bleahu *et al.*, 1981; Čanović & Kemenci, 1988; Matenco & Radivojević, 2012).

Biharija jedinica može biti produžena od Apuseni planina, preko uzvišenja Alde (Algyó) u jugoistočnoj Mađarskoj (Lelkes-Felvári *et al.*, 2005; Schmid *et al.*, 2008), sve do centralnog dela Vojvodine. Ova zona, grube orijentacije istok-zapad, karakteristična je po metamorfisanoj podlozi koja je pokrivena donjokrednim (plitkovodnim do pelaškim) i gornjokrednim (dubokovodnim) sedimentima. Izuzetak predstavlja krajnji jugoistočni deo jedinice, gde preko metamorfnih stena leže nemetamorfisani do slabo metamorfisani srednjotrijaski sedimenti. Iz toga se može zaključiti da se stepen metamorfizma smanjuje duž pružanja ove jedinice sve do potpuno nemetamorfisanih stena na jugu (Matenco & Radivojević, 2012). Biharija je na jugu pokrivena gornjojurskim obdukovanim ofiolitima istočnog Vardara. U centralnim delovima šireg istražnog prostora, na pojedinim mestima se u starijim sedimentima mogu pojaviti gornjojurski dubokovodni radiolariti (Čanović & Kemenci, 1988). Neorganizovana geometrija (u obliku krpa) ovih tankih sedimenata ukazuje na to da su oni bili „sastrugani“ sa evropske margine tokom obdukcije, zbog čega se pripisuju ofiolitskom melanžu. Slična situacija se zapaža i na mestima gde se u preneogenoj podlozi Panonskog basena pretpostavljaju srpsko-makedonske (Supraetikum) kontinentalne jedinice. Kredni sedimenti, predstavljeni istočnovardarskom ofiolitskom sekvencom, pokrivaju srpsko-makedonsku (Supraetikum) metamorfnu sekvencu. Kontakt između metamorfne jedinice Biharije i srpsko-makedonske (Supraetikum) jedinice nije konstatovan na površinskim izdancima Karpatsko-dinarskog sistema (slika 4.2). Ni na prostoru Vojvodine nisu uočene nikakve značajne strukture koje bi ukazale na tektonsku razliku između ovih jedinica. Iz toga se može zaključiti da su srpsko-makedonska masa (SMM) i Biharija ista jedinica, koja je „prepisana“ gornjojursko-donjokrednim metamorfizmom. Ova činjenica, zajedno sa konstatacijom da kontakt između srpsko-makedonske mase i Supraetikuma na jedinom površinskom izdanku – Vršac (Varadia) – ima tipičnu paleozojsku geometriju, sugeriše da sve ove pojmove treba objediniti u jednu tektonsku

jedinicu (Schmid *et al.*, 2008). Za potpuno razjašnjenje ovog pitanja neophodno je na prostoru jedinice SMM izvesti sistematsko određivanje starosti metamorfnih događaja primenom izotopskih metoda.

Dvergentni oblik istočnovardarskih ofiolita predstavlja rezultat višefaznih deformacija. Istočni pravac kasnojurske obdukcije (preko srpsko-makedonske mase), koji se uočava u južnom delu šireg istražnog područja, tokom miocena je rotacijom u smeru kazaljke na satu pomeren u pravcu juga i jugoistoka (slika 4.2). Ofioliti su obično očuvani na podinskom bloku, dok su na izdignutom, povlatnom bloku erodovani. Na osnovu ovoga može se zaključiti da su istočnovardarski ofioliti imali znatno veće rasprostranjenje u pravcu severa i severoistoka pre ekshumiranja i erozije.

REGIONALNO-STRATIGRAFSKI PRIKAZ SEVERNOG BANATA

Na istražnom području severnog Banata paleontološko-biostratigrafskim i petrološko-sedimentološkim ispitivanjima uzoraka iz jezgrovanih intervala, probama sa vibrosita i korelacijom GFK dijagrama, izdvojene su tvorevine paleozoika, trijasa, jure, gornje krede, tercijara (miocena i pliocena) i kvartara. Miocenski sedimenti imaju najveće vertikalno i horizontalno rasprostranjenje. Budući da su miocenski sedimenti najznačajniji u evoluciji Panonskog basena, na njih je stavljen poseban akcenat.

5.1. Preriftne formacije

U tektonostratigrafskom smislu, preriftnoj fazi pripadaju paleozojski metamorfiti i magmatiti, trijaski klastiti i krečnjaci, jursko-kredni ofiolitski kompleks i senonski klastiti (slika 5.1).

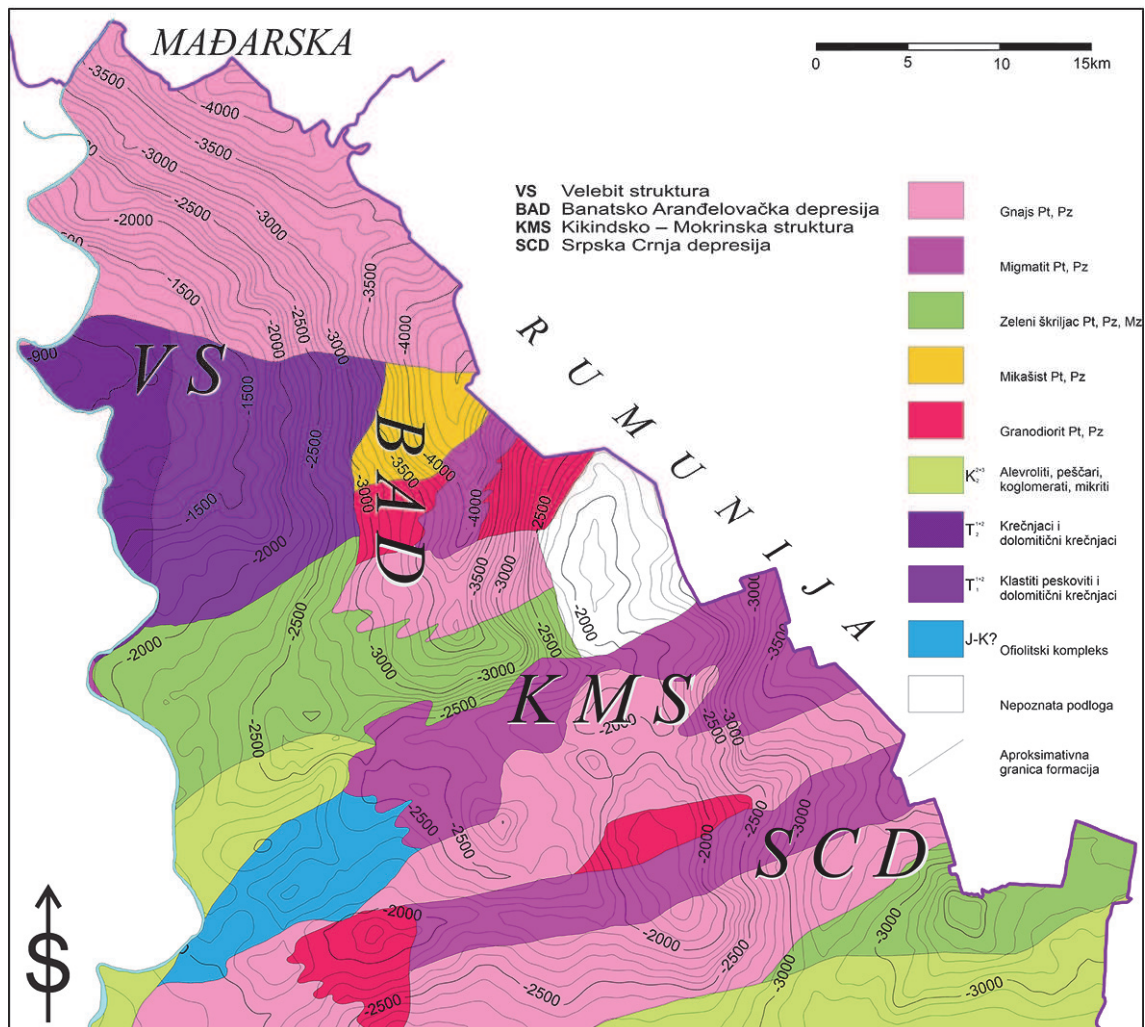
5.1.1. Paleozoik

Podloga debelog sedimentnog pokrivača predstavljena je metamorfitima i magmatitima. Paleozojska (proterozojska?) starost ovih stena pretpostavljena je na osnovu sličnosti sa odgovarajućim stenama na susednim područjima (Mađarska, Rumunija, Hrvatska) i geotektonskog modela Panonskog basena (Kemenci & Čanović, 1997). Na istražnom prostoru, ove stene su konstatovane na velikom broju bušotina. Metamorfiti su predstavljeni stenama različitog stepena metamorfizma: metapsefitima, metapsamitima, facijama zelenih škriljaca, gnajsevima, mikašistima, amfibolitima i migmatitima stvaranim u oreolima kiselih intruziva. Magmatiti su predstavljeni granitima i granodioritima koji su često kataklazirani.

5.1.2. Trijas

U Panonskom basenu na tisijskom bloku, sedimenti donjotrijaske starosti predstavljeni su terigenim šejlovima (*shale*), crvenim peščarima i anhidritima koji u gornjem delu postepeno prelaze u karbonate sa rožnacima (Dolton, 2006). Za

vreme srednjeg trijasa, na marinskim platformama taloženi su šelfni karbonati, sprudni krečnjaci i evaporiti. Stene gornjotrijaske starosti predstavljene su crvenim alevrolitima, peščarima i sivim krečnjacima (Dolton, 2006).



Slika 5.1. Karta podloge neogenih sedimenata sa izolinijama dubinske strukturne karte po podlozi neogena (Čanović & Kemenci, 1988).

Donjo i srednje trijaski sedimenti na prostoru severnog Banata imaju generalno pružanje zapad–istok i nalaze se u plićim delovima basena (velebitska struktura), dok u dubljim nisu konstatovani (slika 5.1). U donjotrijaskim sedimentima, fosilni sadržaj gotovo u potpunosti izostaje, tako da je njegova stratigrafska pripadnost određena analogijom sa razvićem ovih stena u okolini (severna Bačka, Rumunija, Mađarska) i na osnovu kriterijuma superpozicije. Naslage donjeg trijasa (sajski i kampilski potkat) utvrđene su u nekoliko bušotina u severozapadnom delu istražnog prostora. Donjotrijaski sedimenti deponovani su u uslovima plitkovodne

sredine i predstavljani su uglavnom gvoždevitim kvarcnim pešćarima, konglomeratima, glincima, laporcima, alevrolitima i retko evaporitima (sedimenti alpskog tipa). Podloga trijaskih sedimenata dostignuta je na samo dve bušotine i predstavljena je kristalastim škriljcima (Čanović & Kemenci, 1988). Donjotrijaska sukcesija počinje kvarcnim konglomeratima i pešćarima sajskog potkata, preko kojih, u naizmeničnom smenjivanju, leže liskunoviti i konglomeratični pešćari, intraserijske breče, alevroliti, laporci i glinci. U višem delu stuba, u smenjivanju sa klastitima, zastupljeni su peskoviti, laporoviti i dolomitični krečnjaci kampilske starosti. Konglomerati i breče sadrže fragmente ružičastih kvarcnih pešćara sa glinovito-laporovitim ili sericitsko-glinovitim vezivom. U bušotini koja se nalazi u depresiji Banatskog Arandelova, donji trijas se pojavljuje u klastičnoj i evaporitskoj faciji (slika 5.1; Čanović & Kemenci, 1988). Klastiti su predstavljani brečama izgrađenim od fragmenata mikrita, alevrolita i liskunovitih pešćara. Pored toga, prisutni su i dobro iskristalisani anhidrit, sparitski kalcit i retki kristali gipsa. Ružičasti gvoždeviti kvarcni pešćari često se nalaze u smeni sa glinovitim i vapnovitim alevrolitima, glincima, laporcima i laporovitim krečnjacima. U donjotrijaskim sedimentima kampilskog potkata utvrđena je oskudna fauna predstavljena retkim foraminiferama: *Meandrospira pusilla* i *M. cheni*, *Ammodiscus* cf. *parapriscus*, *Rectocornuspira* sp., i ostrakodama. U ovim sedimentima prisutne su i ljuštare mekušaca, među kojima su najznačajnije lumakele mioforija.

Paleontološkim proučavanjima dokazano je prisustvo sedimenata gornjoanizijske (moguće i donjoladinske) starosti u dva facijalna razvića – plitkovodnom i semipelaškom. Facija plitkovodnih sedimenata predstavljena je kristalastim i dolomitičnim krečnjacima (do dolomitima), u kojima je nađen samo jedan fragment meandrospire i nekoliko ostrakoda. U bušotini na velebitskoj strukturi, utvrđene su plitkovodne naslage koje na osnovu tipa mikrofacije najverovatnije odgovaraju anizijskom katu. Konstatovana je loše očuvana mikrofauna predstavljena detritusom algi dazikladacea, retkim bentoskim foraminiferama: *Trochammina almtalensis*, *Glomospira* cf. *sinensis*, ostrakodama i fragmentima ljuštura mekušaca. Semipelaški sedimenti ilirijenske (eventualno donjoladinske) starosti nalaze se u zapadnom delu istražnog terena neposredno uz reku Tisu (slika 5.1). Ovi sedimenti

predstavljani su dolomitičnim, laporovitim i mikrokristalastim krečnjacima (biomikriti, biomikrospariti) sa: zoosporama – *Globochaetealpina*, ljušturama pelaških mekušaca *Glomospirella* sp. i *Frondicularia* sp., radiolarijama i retkim bentoskim foraminiferama – *Aeolisaccus dunningtoni*, *Turritellella mesotriassica*, *Frondicularia woodwardi*, *Nodosaria ordinata*, *Endothyranella* cf. *pentacamerata*, *Arenovidalina chialingchiangensis*, *Ophthalmidium* sp. i *Glomospira* sp. U povlati ovih sedimenata nalaze se dolomitični krečnjaci i dolomitske breče, u kojima nisu pronađeni fosilni ostaci, koje najverovatnije pripadaju donjem ladinskom katu (Čanović & Kemenci, 1988).

5.1.3. Jura–kreda (?) (ofiolitski kompleks)

U južnom delu istražnog prostora nalazi se ofiolitski kompleks predstavljen dijabazima i spilitizovanim dijabazima (R. Kemenci u periodu 1961–1994, M. Čanović u periodu 1967–1991) (slika 5.1). Dijabazi i spilitizovani dijabazi su sivozelene, tamnosive, tamnozeleno do crne boje, masivne teksture, hipidiomorfno do panidiomorfno zrnaste i ofitske strukture. Izgrađeni su od bazičnih plagioklasa, piroksena, amfibola, biotita, muskovita, epidota, apatita i metaličnih minerala. Stene su prilično ispucale, a pukotine su zapunjene hloritom, zeolitima, limonitom i sparitskim kalcitom. U njima je mestimično moguće pronaći sitne fragmente granita i glinaca, a zapažena je i pojava žica granita.

5.1.4. Gornja kreda

Osim ofiolitskim kompleksom, kredne tvorevine su predstavljene i sedimentima senonske starosti. Kredni sedimenti, koji pripadaju južnoj margini Tisije (R. Kemenci 1961–1994, M. Čanović 1967–1991), imaju veoma ograničeno rasprostranjenje i utvrđeni su u svega tri bušotine (slika 5.1). Podinu im čine milonitski graniti ili trijaski karbonati, a u povlati se nalaze donjomiocenski klastiti ili badenski sedimenti. Gornjokredna (turon–senon) serija izgrađena je od alevrolita sa proslojcima laporaca i peščara u kojima su pronađeni retki mikrofosili: *Marginotruncana marginata*, *Heterohelix* sp., sitni globigerinoidni oblici i radiolarije. Gornjokredna starost potvrđena je palinološkim ispitivanjima (P. Šećerov 1975–1987), pronalaskom polena skrivenosemenica, među kojima treba istaći oblike iz grupe *Normapolles*

(*Oculapollis* sp., *Semioculopollis* sp., *Trudopollis* sp., *Intratrioporopollenites* sp.) i predstavnike grupe *Engelhardtsia*. U gornjem delu stuba prisutni su detritični, organogeni i peskoviti krečnjaci i breče sa sledećim mikrofosilnim sadržajem: *Siderolites vidali*, *Marssonella trochus*, *Operculina* sp., miliolidama, tekstularidama, algama koralinacee (*Archaeolithothamnium* sp.), hidrozoama, ostrakodama, detritusom dasikladacea i ljušturama rudista (radiolitidi, hipuritidi), skeletima ehinodermata i koralala. Ovakva asocijacija faune ukazuje na kampan–mastrihtsku starost.

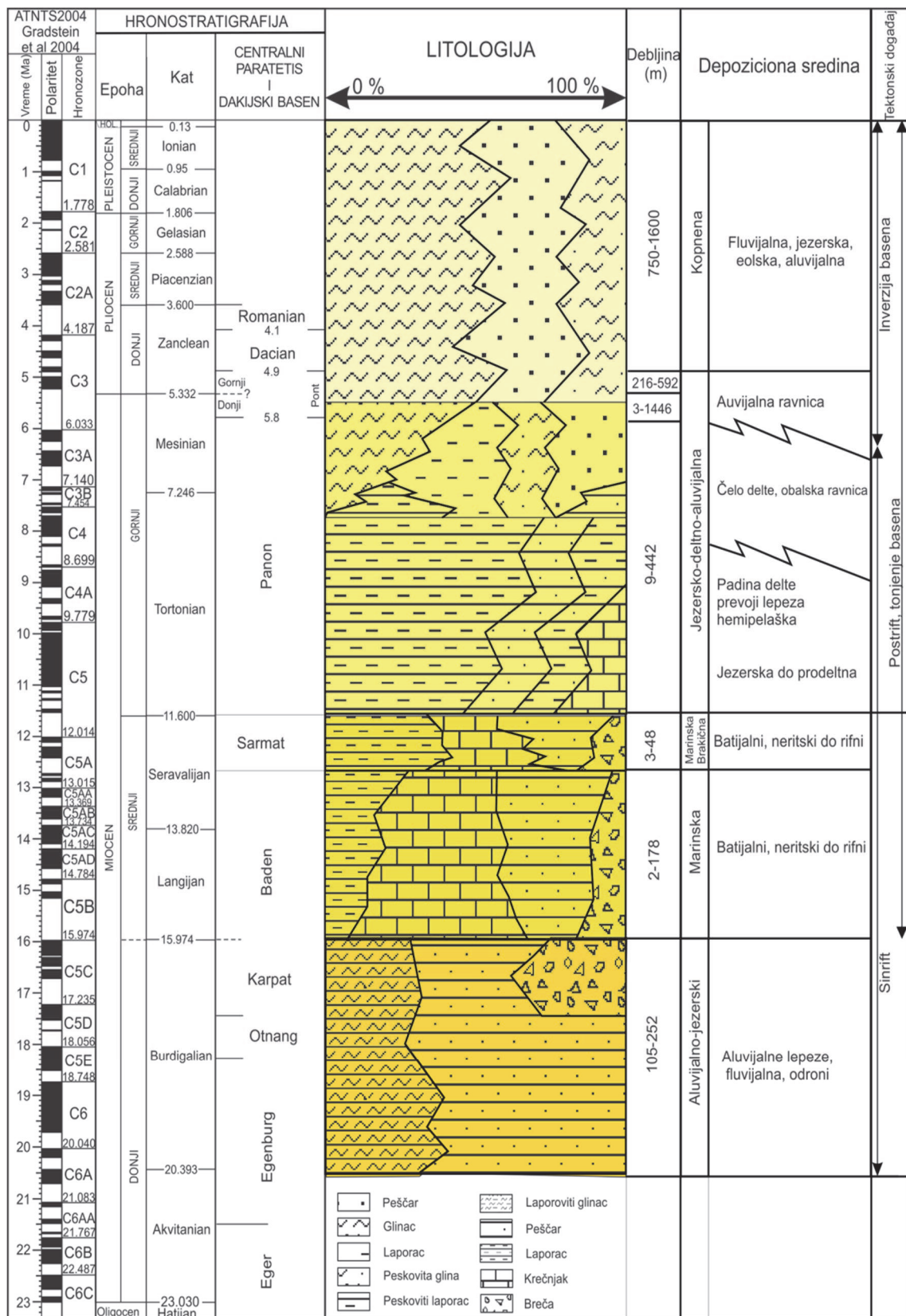
5.2. Sinriftni sedimenti *sensu lato*

Ekstenzija Panonskog basena nije se odigrala istovremeno na celom prostoru, tako da je o sinriftnoj i postriftnoj fazi moguće govoriti samo u širem smislu (*sensu lato*). Na prostoru severnog Banata, sinriftnoj fazi u širem smislu pripisani su sedimenti donjeg i srednjeg (badena i sarmata) miocena. Izuzetak predstavlja depresija Srpska Crnja, gde je sinriftna faza nešto mlađa i odgovara poslednjoj fazi srednjeg miocena (panonu) (slika 5.2). Mehanizam otvaranja Panonskog basena detaljnije je obrađen u poglavlju o geodinamici.

5.2.1. Miocen

Zbog različite biostratigrafske i tektonske evolucije neogena, Laskarev je (1924) odvojio severnu bioprovinciju Paratetis od mediteranske bioprovincije Tetisa. Stratigrafska korelacija između Paratetisa i Mediterana otežana je paleogeografskim i biogeografskim razlikama koje su nastale pod uticajem intenzivne geodinamičke aktivnosti. Biostratigrafske korelacije između Panonskog basena, kao dela Centralnog Paratetisa, i Mediterana prilično su jednostavne sve do gornjeg miocena, kada dolazi do potpunog i konačnog razdvajanja bioprovincija.

Na prostoru severnog Banata, miocen je prisutan u potpunom razviću (tabela 5.1). Donji miocen ima veoma ograničeno rasprostranjenje i dokazan je samo u tri bušotine. Srednji miocen ima mnogo veće rasprostranjenje, sa dobro razvijenim badenom (naročito njegovim donjim delom) i veoma ograničenim razvićem sarmata. Gornjomiocenski (panon, pont) sedimenti najšire su rasprostranjeni i horizontalno i vertikalno.



Slika 5.2. Litostratigrafski stub miocenskih sedimenata severnog Banata, evolucija depozicionih sredina i glavne tektonske epizode uklopljene u model razvoja miocena u Tetisu, odnosno u Paratetisu (prema: Astronomically Tuned Neogene Time Scale, Gredstein et al., 2004; Rögl, 1996; Vasiliev et al., 2005, 2010; Pigott & Radivojević, 2010; Radivojević et al., 2010).

Tabela 5.1. Miocenske jedinice i njihove potpovršinske karakteristike

	Gornji pont	Donji pont	Panon	Sarmat	Baden	Donji miocen
bušotina (broj)	202	186	127	31	66	3
Povlata						
najviši (m)	867	852	1362	1878	1403	2628
srednji (m)	1160	1439	1970	2080	2204	2774
najniži (m)	1507	2020	3312	2504	3509	3000
Podina						
najviši (m)	852	926	1403	1890	1438	2764
srednji (m)	1496	1878	2089	2099	2252	2939
najniži (m)	2020	3359	3509	2521	3570	3252
Debljina						
najmanja (m)	216	3	9	3	2	105
srednja (m)	347	439	119	19	48	164
najveća (m)	592	1446	442	48	174	252

5.2.1.1. Donji miocen

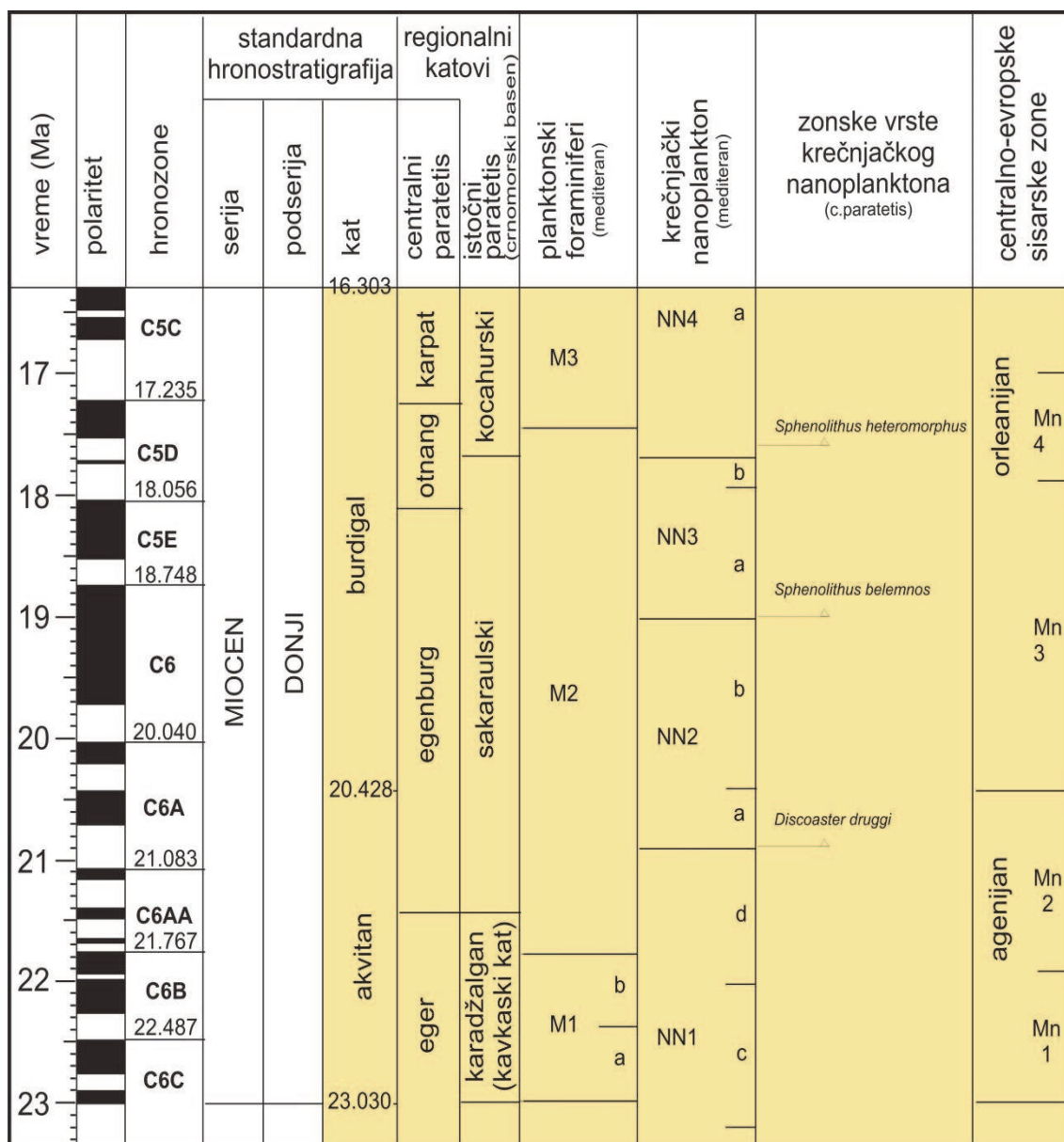
Donji miocen je predstavljen regionalnim katovima čije su biozonacije prikazane na slici 5.3.

Eger je prvi odredio Baldi (Báldi, 1969), dok su ga detaljno opisali Baldi i Seneš (Báldi & Seneš, 1975). Njegov stratotip (holostratotip) određen je u Egeru u severnoj Mađarskoj (Báldi, 1975; Báldi *et al.*, 1999). Nivo koincidira sa prvim pojavljivanjem *Costellamussiopecten pasini* (= *Flabellipecten burdigalensis*).

Egenburšku fazu, čiji je stratotip određen u severoistočnoj Austriji u Lojperzdorfu (Loipersdorf), odredili su Štajninger i Seneš (Steininger & Seneš, 1971; p. 45–46). Biostratigrafski okvir egenburgijana uglavnom je zasnovan na karakteristikama faune mekušaca sa krupnim vrstama, posebno pektinida i kardida (Steininger & Seneš, 1971). Podina je obeležena prvim pojavljivanjem *Oopecten gigas*, a povlata prvim pojavljivanjem *Pecten hermansenni*.

Stratotip otnanga određen je u glinovitom basenu u blizini istoimenog sela u gornjoj Austriji (Rögl *et al.*, 1973). Značajni biostratigrafski elementi otnanške faune mekušaca predstavljeni su prvim pojavljivanjem *Pecten hermansenni*, koji ujedno obeležava i početak ove faze. Među planktonskim foraminiferskim vrstama pojavljuje se vrsta *Cassigerinella spinata*, dok *Globigerina otnangiensis* izumire.

Među bentoskim foraminiferama karakteristične su *Sigmoilopsis ottangensis*, *Bolivina matejkai*, *B. scitula* i *Amphicoryna ottangensis* kao i *Pappina primiformis* i *Pappina breviformis* (Steininger *et al.*, 1976; Cicha *et al.*, 1998). Gornji otnang je obeležen pojavom veoma specifične endemske faune školjki, takozvane „*Rzehakia* faune“ (sinonimna sa „*Oncophora* fauna“; cf. Seneš, 1973). Ova fauna sadrži endemske rodove kao što su *Rzehakia* i *Limnopagetia*, koji čine odlično oruđe za korelaciju paratetiskih sedimenata (Ctyroky, 1972; Mandić & Ćorić, 2007).



Slika 5.3. Biostratigrafija donjomiocenskih sedimenata Paratetisa. Zbog česte upotrebe krečnjačkih nanoplanktonskih zona (Martini, 1971. u: Piller *et al.*, 2007) u radovima o Paratetisu, one su rekalibrisane po: Gradstein *et al.*, 2004.

Karpatski kat su ustanovili Cicha i Tejkal (Cicha & Tejkal, 1959), a definisali su ga Cicha i koautori (Cicha *et al.*, 1967) na osnovu stratotipa sekcije Slup u Moravskoj (Češka Republika). Neki od mekušaca pojavljuju se prvi put u karpatu (npr., *Conus steindachneri*, *Thais exilis*, *Gyrineum depressum*, *Acanthocardia paucicostata*, *Cerastoderma arcella*, *Ervilia pusilla*, *Paradonax intermedia*), međutim većina njih je prisutna i tokom badena (Harzhauser, 2002; Harzhauser *et al.*, 2003). Karpat je biostratigrafski definisan prvim pojavljivanjem *Uvigerina graciliformis* (Papp *et al.*, 1971). Najvažniji događaj je prvo pojavljivanje planktonskog foraminifera *Globigerinoides bisphericus* u gornjem karpatu. Flora krečnjačkog nanoplanktona okarakterisana je sa *Helicosphaera ampliaperta*, *H. carteri*, *H. mediterranea*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Sphenolithus heteromorphus* i *Pontosphaera multipora* (Steininger *et al.*, 1976; Švábenická *et al.*, 2003).

5.2.1.1.1. Neraščlanjeni donji miocen na prostoru severnog Banata

Donjomiocenski sedimenti nalaze se neposredno ispod podloge biostratigrafski dokazanog srednjeg miocena. Fosilni ostaci nisu konstatovani ni na jednoj bušotini, tako da je njihova starost izvedena na osnovu analogije sa susednim područjima. Osim toga, potpuno odsustvo fosilnih ostataka onemogućava bilo kakvu precizniju odredbu, tako da se ovi sedimenti svrstavaju u neraščlanjeni donji miocen. Donji miocen na prostoru severnog Banata ima izuzetno ograničeno rasprostranjenje (tabela 5.1). Za ovaj stratigrafski nivo nije urađena strukturna i karta debljina, već je njegovo prisustvo naznačeno na dubinskoj strukturnoj karti po povlati badenskih sedimenata (slika 5.5).

Serija gvožđevitih polimiktnih konglomerata, breča i peščara u kojima nije pronađen fosilni materijal, konstatovana je u velikom broju bušotina u srednjem Banatu i tri bušotine u severnom Banatu (Čanović & Kemenci, 1988). U jednoj od bušotina, probušeni su sedimenti koji pripadaju seriji gvožđevitih peščara, konglomerata i breča (molase?). U povlati ovih tvorevina nalaze se sedimenti badena, dok im podlogu čine gornjokredne (turon–senon) naslage. Analizom navedenih odlomaka stena, utvrđeno je da su najmlađe pretaložene stene odlomci gornjosenonskih neritskih krečnjaka i gornjokrednih alevrolita i peščara sa pelaškim mikrofosilima (globigerine,

globigerinele, herohelicide). Starost ovih tvorevina nije precizno utvrđena zbog potpunog odsustva *in situ* fosila. Na osnovu prisustva pomenutih fragmenata gornjosenonskih krečnjaka, može se zaključiti da ova gruboklastična serija ima postsenonsku starost. Takođe, palinološkim analizama je utvrđeno prisustvo spora i polena, čiji spektar ukazuje na srednji tercijar, odnosno, najverovatnije na donji miocen (Hajder, 2003). Istej seriji sedimenata verovatno pripadaju i naslage gvoždevitih peščara i konglomerata bez fosilnih ostataka koje su utvrđene u bušotini na jugoistoku istražnog prostora (slika 5.5; Čanović & Kemenci, 1988). Ova serija leži preko kristalastih škriljaca, dok im povlatu čine sedimenti panona ili ponta. Podinu badenskih sedimenata u najjužnijoj od svih bušotina koje su utvrdile donji miocen (slika 5.5) čini serija izgrađena od polimiktnih konglomerata, grubozrnih peščara, peskovitih krečnjaka, alevrolita, laporaca i glinaca. Valutice konglomerata izgrađene su od dijabaza, agregata granoblastičnog kvarca, kataklaziranog granita, hloritskog škriljca, alevrolita sa mikritskom osnovom, mikritskog krečnjaka, dolomitičnog organogenog krečnjaka, kvarcita, sitnozrnih grauvara i agregata hloritoida. Peščari su sličnog sastava kao konglomerati, a vezivo im čini peskoviti matriks i sparitski kalcit. U jednom valutku krečnjaka u jezgru sa bušotine uočeno je prisustvo fragmenta mekušca. M. Čanović smatra da je ovaj primerak trijaske starosti, što ukazuje na to da su ove tvorevine post-trijaske (Hajder, 2003). Palinološkom analizom, utvrđeno je prisustvo mikroflorističkih ostataka koji se javljaju u spektrima srednjeg tercijara, dok tipično mezozojski oblici nisu zapaženi. Na osnovu navedene asocijacije, ovi sedimenti su određeni kao donjomiocenski, iako nije isključeno da su i nešto stariji (Šećerov u periodu 1975–1987).

5.2.1.2. Srednji miocen

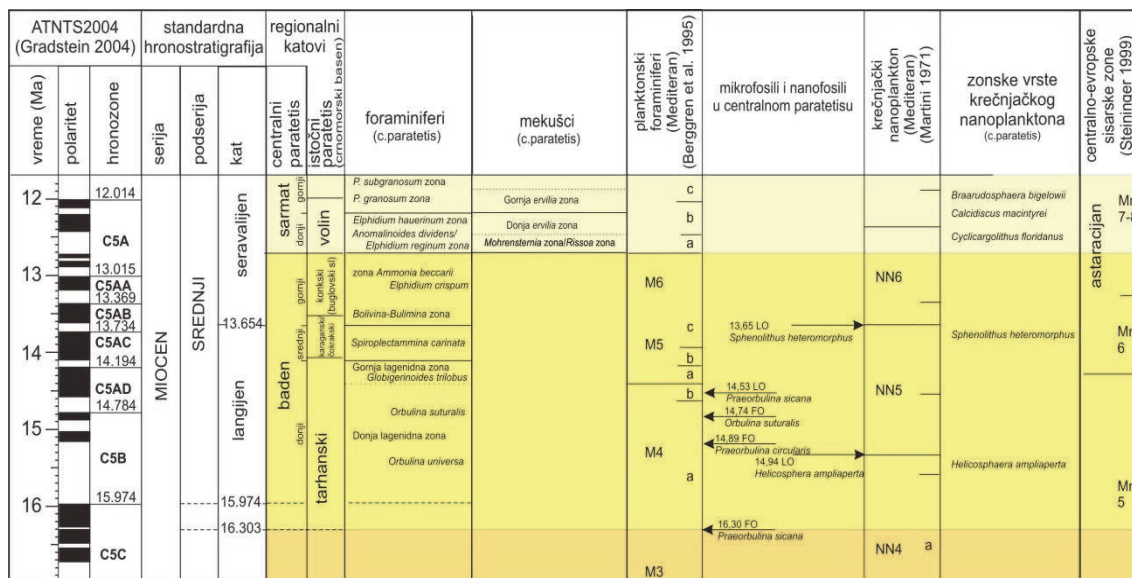
Srednjomiocenski sedimenti su predstavljeni badenskim i sarmatskim katom.

5.2.1.2.1. Baden

Pap i Stajninger (Papp & Steininger, 1978; u: Piller *et al.*, 2007) odredili su baden na osnovu stratotipa na lokalitetu Baden-Zos (Baden-Sooss), u kome su otkrivene karakteristične zeleno-plave basenske gline (lokalni naziv: „Baden Tegel“). Podina

badena je obeležena prvim pojavljivanjem *Praeorbulina* (Papp & Cicha, 1978). Biostratigrafska podela je zasnovana na planktonskim (*Orbulina suturalis*, *Velapertina indigena*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globorotalia druryi*, *Globorotalia peripherironda*, *Globoquadrina altispira*) i malim (*Uvigerina grilli*, *U. macrocarinata*, *U. venusta*, *U. brunnensis*, *Pappina parkeri*, *P. neudorfensis*) i velikim bentoskim foraminiferama (*Borelis haueri*, *B. melo melo*, grupa *Planostegina costata*, *P. giganteiformis*, *Amphistegina mammila*) (cf. Cicha et al., 1998, u: Kovač et al., 2007). Nekoliko fosilnih grupa počinje znatno da se menja na početku badena. Ovaj događaj („Early Badenian Build-up Event“ – EBBE) posebno se odnosi na puževe (505 novih vrsta) i foraminifere (82 nove vrste) (Harzhauser & Piller, 2007). Trojna podela badena izvedena je na osnovu značajnih paleoekoloških i paleogeografskih promena (Papp et al., 1978, u: Piller et al., 2007; Kovač et al., 2004, u: Kovač et al., 2007). Donji baden je predstavljen „lagenidnom zonom“, srednji „*Spiroplectamina* zonom“, a gornji „*Bulimina/Bolivina* zonom“ (Grill, 1943).

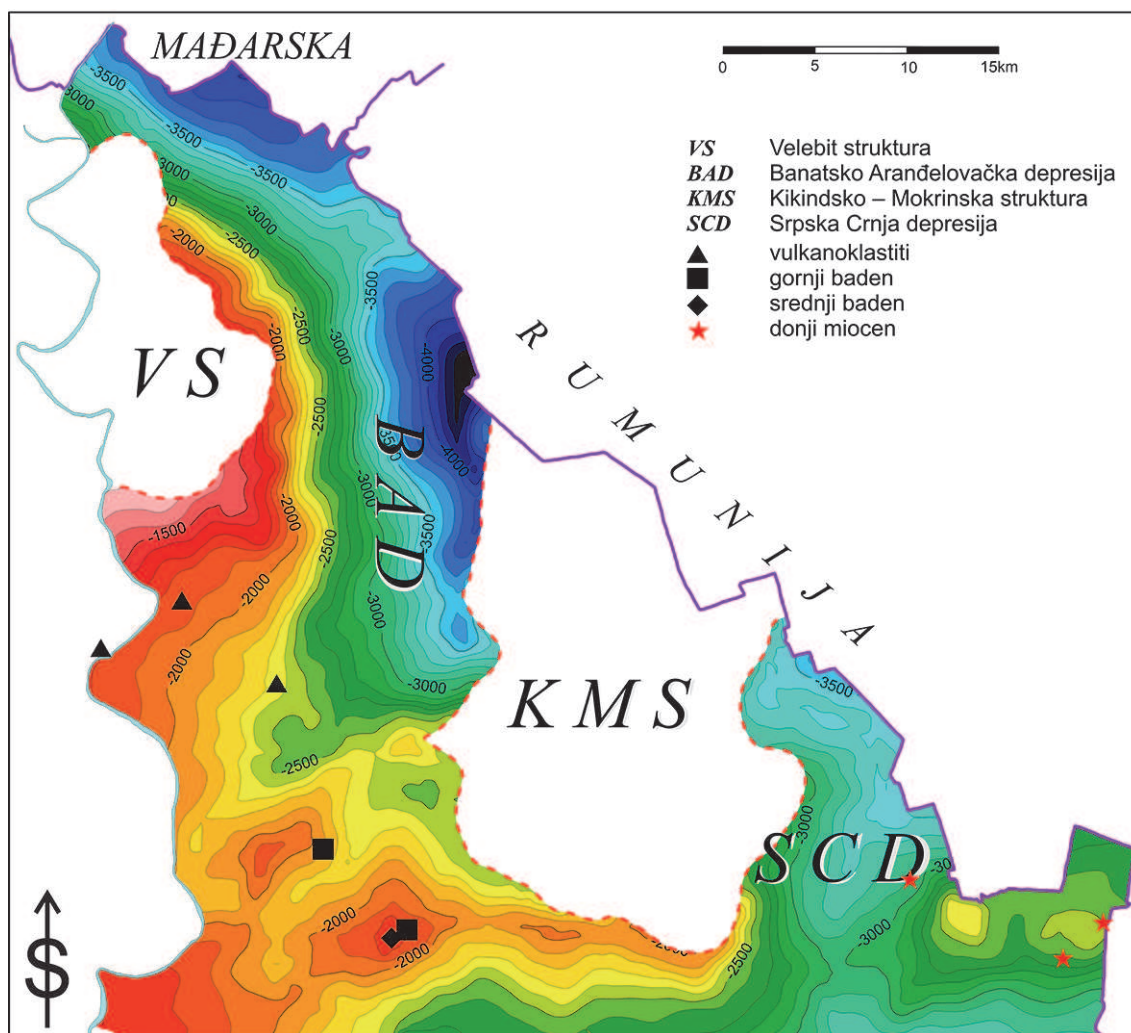
Pored morskih glina bogatih fosilnim sadržajem, badenski kat predstavlja i vrhunac taloženja paratetiskih karbonata. Krečnjaci sa koralima široko su rasprostranjeni, ali jedina faza koralnih sprudova u Centralnom Paratetisu odvijala se za vreme badena. Biozonacija badenskih sedimenata prikazana je na slici 5.4.



Slika 5.4. Biostratigrafija badenskih sedimenata Paratetisa. Zbog česte upotrebe krečnjačkih nanoplanktonskih zona (Martini, 1971) u literaturi o Paratetisu one su rekalibrisane prema: Gradstein et al., 2004.

5.2.1.2.1.1. Baden na prostoru severnog Banata

Na prostoru severnog Banata, sedimenti badena su izbušeni i paleontološki dokazani na velikom broju bušotina (tabela 5.1). Baden leži transgresivno preko metamorfita i granitoida paleozojske starosti, sedimenata donjeg i srednjeg trijasa i donjeg miocena. Uglavnom je predstavljen svojim donjim delom, tako da je najčešće prisutan hijatus prema mlađim tvorevinama. U severnom Banatu, debljina badenskih sedimenata je nekoliko desetina metara, dok se njihova debljina južno od istražnog prostora znatno povećava. U velikom broju bušotina, ova stratigrafska jedinica je pretpostavljena na osnovu litološke korelacije, stratigrafskog položaja u stubu i interpretacije GFK dijagrama. Badenski sedimenti najdublje zaležu u depresijama (3,5–4 km) Banatskog Arandelova i Srpske Crnje, dok na strukturnim uzvišenjima u centralnom (Kikinda–Mokrin) i severozapadnom delu (Velebit) (slika 5.5) nedostaju usled erozije i nedeponovanja.



Slika 5.5. Dubinska strukturna karta po povlati badenskih sedimenata.

Donjobadenski sedimenti su litološki raznovrsni i predstavljeni su detritičnim, karbonatno-detritičnim, karbonatnim i vulkanoklastičnim tvorevinama. Među klastičnim deponatima mogu se izdvojiti breče s peskovitim matriksom i peščari (slika 5.6). Ovi klastiti su izgrađeni od odlomaka stena različite veličine: zrna kvarca, odlomaka feldspata, karbonata, liski muskovita, hlorita, granata (pirop), cirkona, epidota i pirita. Ponekad se mogu konstatovati i peščari koji sadrže znatnu količinu glaukonita (i do 30%). U karbonatnom matriksu ponekad se javlja bogat fosilni detritus, koji je nekada glaukonitizovan. Vezivo je sericitsko-hloritsko, karbonatno-glinovito ili karbonatno (mikrit, sparit). Klastiti često pokazuju prelaz prema krečnjacima kada se povećava količina karbonatne (mikritske), a smanjuje udeo klastične komponente.



Slika 5.6. Jezgro sinriftnih sedimenata iz depresije Srpske Crnje (gore); donjobadensko jezgro bušotine iz depresije Srpske Crnje (dole).

Fosilna fauna u ovim stenama određivana je poslednjih šezdeset godina (Marković 1954–1984, Buljan 1964–1983, Čanović 1967–1991, Bogićević 2000–2013. i Gajić 2000–2013). Ona je predstavljena retkim primercima plitkovodnih bentoskih foraminifera (*Heterostegina*, *Amphistegina*, *Elphidium*, *Cibicides* i dr.), detritusom mekušaca i ehinodermata, fragmentima crvenih algi i briozoa. Klastični sedimenti severnog Banata koji pokazuju trend sitnozrnije frakcije u gornjem delu geološkog stuba (od konglomerata ka glincima), u litofacijalnom smislu, odgovaraju Mako formaciji u Mađarskoj. Krečnjaci su mikritski (biomikrit, intramikrit) ili sparitski, sivo-mrke, sive do bele boje, masivne ili laminirane teksture s velikom količinom fosilnog materijala karakterističnog za sprudne komplekse (*Lithothamnium*, *Lithophylum*, briozoe, krupni bentoski foraminiferi, mekušci, ehinidi i sl.). Istovremeno, u vodama dubljeg mora deponovani su pelitski krečnjaci sa brojnom faunom pelaških foraminifera donjeg badena: *Praeorbulina glomerata circularis*, *Orbulina suturalis*, *Globigerinoides bisphericus*, *G. trilobus*, *G. quadrilobatus*, *Globigerinopsis grilli*, *Globigerina praebulloides*, *Globigerina bulloides*, *G. concinna* i dr. (V. Marković u periodu 1954–1984). Karbonatni deo badenskih sedimenata po svom razviću odgovara Ebeš (Ebes) formaciji u Mađarskoj, odnosno Lajtakalku (Leithakalku) u Austriji. Vulkanoklastiti, predstavljeni tufovima i tufitima utvrđeni su samo u tri bušotine u zapadnom delu istražnog prostora (slika 5.5). Tufovi su izgrađeni od osnovne mase, kristaloklasta, litoklasta i vitroklasta. Osnovna masa je izgrađena od stakla, karbonata i kriptokristalastih do mikroznastih minerala (kvarca, feldspata, kaolinata, sericita) nastalih devitrifikacijom vulkanskog stakla. Kristaloklaste čine kvarc, plagioklasi, biotit, hlorit i metalni minerali. Litoklasti su približno iste veličine, različitog oblika i predstavljeni su krečnjacima, rožnacima, peščarima, vulkanitima, glincima, granitima i kvarc-sericitskim škriljcima. Vitroklasti su providni i bezbojni, generalno nepravilne forme, iako ima i elipsoidnih i okruglih. Mikropaleontološkim ispitivanjima (V. Marković u periodu 1954–1984), utvrđene su retke fosilne ljušturice (*Praeorbulina glomerata circularis*, *Orbulina suturalis*, *Globigerinoides trilobus*, *Nonion soldanii*, *Cibicides dutemplei*, *Gyroidina soldanii* i dr.) koje su ispunjene mikrosparitom. Struktura ovih stena je pelitska do psamitska, dok je tekstura ponekad laminirana usled prisustva delova bogatijih karbonatom i piroklastičnim materijalom.

Tvorevine srednjeg badena paleontološki su utvrđene jedino u bušotini u jugozapadnom delu terena (slika 5.5). Ovi sedimenti predstavljeni sitnozrnim do krupnozrnim, beličastim, svetlosivim do sivim, kvarc-vapnovitim peščarom i beličastim do sivo-belim organogenim krečnjakom, nalaze se u podini sedimenata donjeg ponta. Na osnovu mikropaleontoloških analiza utvrđena je asocijacija fosila (*Elphidium crispum*, *E. flexuosum*, *Asterigerina planorbis*, *Globulina gibba*, *Marginulina* sp., *Globorotalia menardii*, *Globigerina bulloides*, *Orbulina suturalis*, *Amphistegina haueri*, *Anomalina rotula*, *Aurila* aff. *cicatricosa*, *Loxoconcha* sp., *Nonion boueanum*, *Rotalia boueana* itd.) koja ukazuje na srednji baden (Marković, u periodu 1954–1984).

Sedimenti gornjeg badena dokumentovani su u samo dve bušotine u jugozapadnom delu istražnog prostora (slika 5.5). U podini sedimenata panona i donjeg ponta nalaze se žućkasto-beli, laporoviti, litotamnionski krečnjaci. Na osnovu utvrđene mikrofosilne asocijacije (*Elphidium crispum*, *Globulina gibba*, *Ammonia beccarii*, *Amphistegina*, *Nonion communis*, *Globigerina bulloides*, *Cibicides lobatulus*, *Discorbis dubia*, *Asterigerina planorbis*), V. Marković smatra da ove tvorevine predstavljaju plitkovodnu krečnjačku faciju gornjeg badena (Hajder, 2003). Ispod ovih krečnjaka nalaze se svetlosivi, sitnozrni, karbonatni peščari, kao i svetlosivi, granulometrijski heterogeni, konglomeratični peščari. U njima nije pronađen fosilni materijal, ali se na osnovu korelacije litoloških osobina sa odgovarajućim stratigrafskim horizontima susednih bušotina može pretpostaviti badenska starost.

5.2.1.2.2. Sarmat

Sarmat kao regionalni kat odredio je u Bečkom basenu Edvard Zis (Suess, 1866). Njegov stratotip se nalazi u severnom delu basena (Neksing sekcija) i obeležen je biogenim sedimentima sačinjenim od ljuštura mekušaca (Papp & Steininger, 1974). Karakteristične badenske karbonatne facije u potpunosti nestaju unutar celog Paratetisa na granici baden–sarmat. Podina sarmata je određena pojavljivanjem izrazito endemske faune mekušaca i manjim rasprostranjenjem foraminifera. Obe fosilne grupe omogućavaju ekostratigrafsku potpodelu na donji i gornji sarmat. Donji sarmat je na osnovu vrsta mekušaca podeljen na *Mohrensternia* zonu i donju *Ervilia* zonu, a na osnovu vrsta bentoskih foraminifera na *Anomalinoidea dividens* zonu,

Elphidium reginum zonu i *Elphidium hauerinum* zonu. Srednji sarmat sadrži *Porosonion granosum* zonu, koja je na osnovu vrsta mekušaca podeljena na gornju *Ervilia* zonu i *Sarmatimactra vitaliana* zonu. Biozonacija sarmatskih sedimenata prikazana je na slici 5.7.

ATNTS2004 (Gradstein 2004)		standardna hronostratigrafija			regionalni katovi		foraminiferi (c.paratetis)	mekušci (c.paratetis)	planktonski foraminiferi (Mediteran) (Berggren et al. 1995)	krečnjački nanoplankton (Mediteran) (Martini 1971)	zonske vrste krečnjačkog nanoplanktona (c.paratetis)	centralno-evropske sisarske zone (Steininger 1999)
vreme (Ma)	polaritet	hronozone	serija	podserija	kat	centralni paratetis						
12		12.014	MIOCEN	SREDNJI	seraviljen	sarmat gornji	<i>P. subgranosum</i> zona	Gornja <i>ervilia</i> zona	c	NN7	<i>Braarudosphaera bigelowii</i> <i>Calcidiscus macintyreii</i>	Mn 7-8
						volin	<i>P. granosum</i> zona	Donja <i>ervilia</i> zona	M7			
13		13.015				baden gornji	<i>Elphidium hauerinum</i> zona <i>Anomalinoidea dividens</i> <i>Elphidium reginum</i> zona	Mohrenstermia zona/Rissoo zona	a		<i>Cyclicargolithus floridanus</i>	
		13.369				baden konijski (jugpovski st)	zona <i>Ammonia beccarii</i> <i>Elphidium crispum</i>		M6	NN6		Mn 6
		13.654					<i>Bolivina-Bulimina</i> zona					

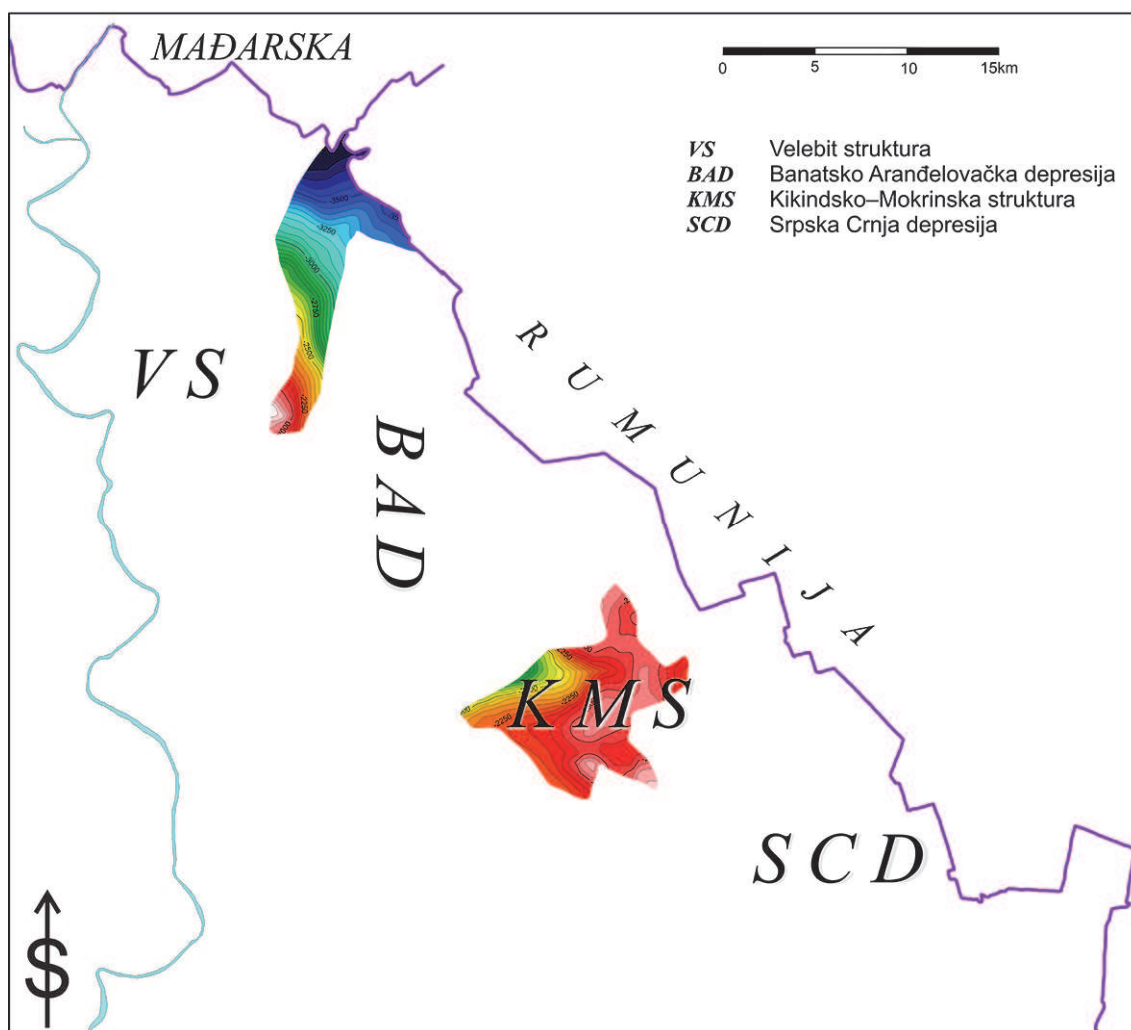
Slika 5.7. Biostratigrafija sarmatskih sedimenata Paratetisa. Zbog česte upotrebe krečnjačkih nanoplanktonskih zona (Martini, 1971. u: Piller et al., 2007), u literaturi o Paratetisu one su rekalibrisane prema: Gradstein et al., 2004.

5.2.1.2.2.1. Sarmat na prostoru severnog Banata

U poređenju sa tvorevinama badena, sedimenti sarmata imaju znatno manje rasprostranjenje i nalaze se samo u malom delu depresije Banatskog Arandelova i na strukturom uzvišenju Kikinda–Mokrin (slika 5.8). Sarmatski sedimenti imaju malu debljinu, uglavnom manju od 50 m. Podina ovih sedimenata najčešće je predstavljena metamorfitima i magmatitima (vrlo retko badenskim sedimentima), dok se u povlati uvek nalaze sedimenti panona. Ruža Kemenci (1991) smatra da nije bilo diskontinuiteta u sedimentaciji u odnosu na tvorevine panona. Sarmat uvek pokazuje regresivan trend (Kemenci, 1991) sa deponovanjem klastita, krečnjaka i laporaca (ređe). Klastiti su predstavljeni sitnozrnim do krupnozrnim, konglomeratičnim i/ili brečoidnim peščarima (uglavnom arkozama), konglomeratima, konglobrečama i brečama. Siliciklastiti svetlosive, sivo-zelene ili žuto-bele boje uvek su granulometrijski heterogeni. Fragmenti su loše sortirani, slabo zaobljeni ili uglasti, izgrađeni od odlomaka stena i minerala, fragmenata i ljušturica fosila. Od odlomaka stena, najčešći su fragmenti granitoida i kristalastih škriljaca, dok se znatno ređe sreću delovi milonita, krečnjaka, alevrolita, metapeščara, kvarcita, kiselih vulkanita, gnajseva i sitnozrnih peščara. Među odlomcima minerala javljaju se kvarc, feldspati, plagioklasi, muskovit, biotit, hlorit, kao i male količine granata, cirkona, turmalina, kalcedona i metalčnih minerala. U uzorcima se često mogu naći karbonatne fosilne ljušturice ili

njihovi fragmenti. Kod psefita matriks je najčešće peskoviti i alevrolitski, dok je kod psamita mikritski, ređe glinoviti. Cement je uglavnom sparitski, ređe silicijski, bazalnog do pornog tipa. Osim klastitima, sarmatski sedimenti su predstavljeni krečnjacima koji su u manjoj ili većoj meri detritični.

Tokom tridesetogodišnjih mikropaleontoloških ispitivanja (1954–1984), V. Marković je odredila bogat fosilni materijal koji ukazuje na sarmatsku starost: *Quinqueloculina longirostra*, *Q. hauerina*, *Q. akneriana*, *Elphidium aculeatum*, *E. crispum*, *E. antoninum*, *E. josephinum*, *E. hauerinum*, *Porosonion granosum*, *Triloculina consobrina*, *T. austriaca*, *T. inflata*, *Aurila notata* itd. Pored toga, M. Buljan je (u periodu 1964–1983) utvrdila raznovrsnu faunu brakičnih mekušaca predstavljenu vrstama: *Macra* sp., *Ervilla* sp., *Modiolus incrassatus*, *Irus gregarius*, *I. vitalianus*, *Cardium* sp., *Pirenella picta*, *Calliostoma* sp., *Gibbula* sp., *Calliostoma conitesta*, *Hydrobia frauenfeldi*, *Dorsanum* sp.

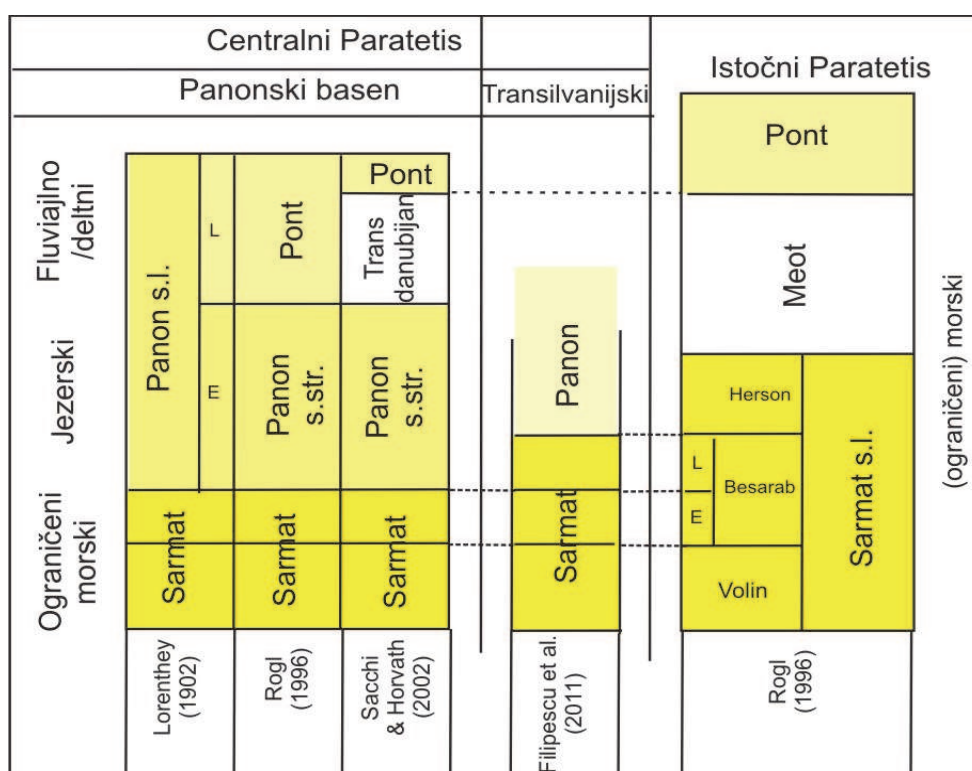


Slika 5.8. Dubinska strukturna karta po povlati sarmatskih sedimenata.

5.3. Postriftni sedimenti *sensu lato*

Na prostoru severnog Banata, postriftnoj fazi u širem smislu pripadaju sedimenti panonske, pontske, pliocenske i kvartarne starosti. Gornjomiocensko-pliocenski postriftni sedimenti leže diskordantno preko srednjeg miocena.

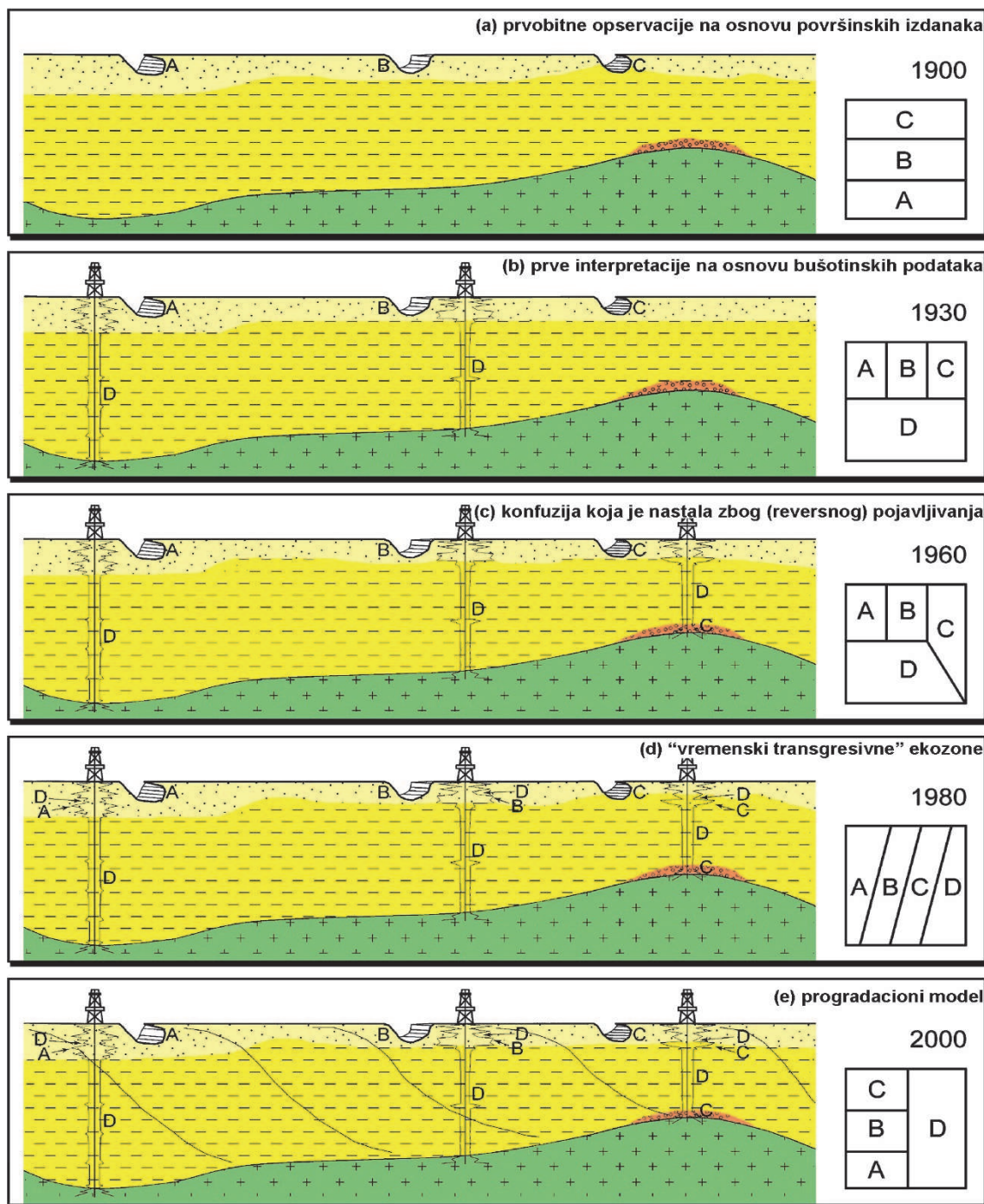
Podela miocenskih sedimenata jednostavna je sve do njegovog gornjeg dela. Na slici 5.9, prikazana je korelacija između sarmata i gornjeg miocena Centralnog i Istočnog Paratetisa (Ter Borgh *et al.*, 2013), uključujući i predlog za uvođenje transdanubijana (Sacchi & Horvath, 2002).



Slika 5.9. Regionalni stratigrafski katovi Centralnog i Istočnog Paratetisa (Lorenthey, 1902; Rogl, 1996; Sacchi & Horváth, 2002; Filipescu et al., 2011). Izolacija Centralnog Paratetisa istovremena je sa granicom između sarmata i panona (Ter Borgh et al., 2013).

Tokom gornjeg miocena jezero Panon je prekrivalo Panonski basen. Na osnovu poslednjih prihvaćenih stratigrafskih podela Centralnog Paratetisa, sedimenti taloženi u to vreme pripadaju panonskom i pontskom katu. Usled progradacije deltnih sedimenata iz pravca severozapada ka jugoistoku, ovi sedimenti su mlađi u Srbiji nego u susednoj Mađarskoj. Sedimentaciona evolucija gornjeg neogena u Panonskom basenu dugo je bila slabo razumljiva zato što su litostratigrafske jedinice korelisane i interpretirane u hronostratigrafskom smislu. Evolucija

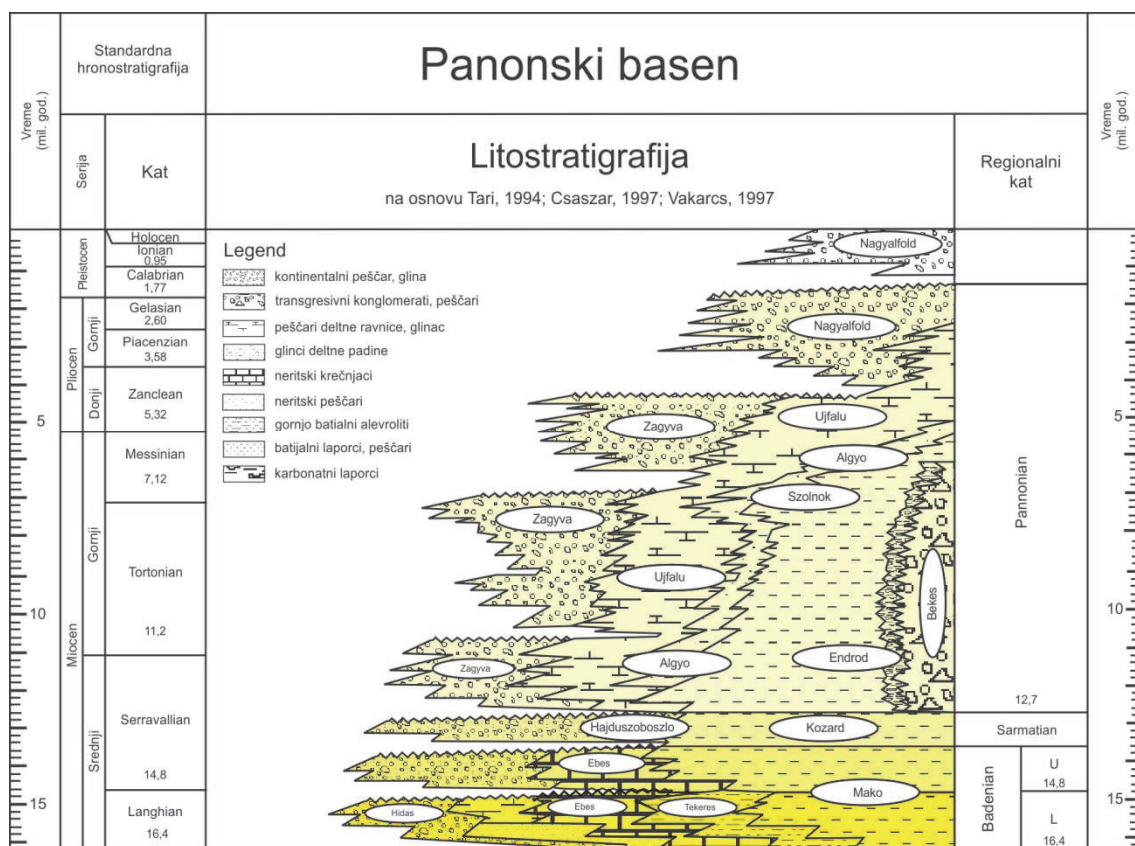
biostratigrafske korelacije prikazana je na slici 5.10. U sistemu gde je progradacija dominantan proces, ovakav pristup neminovno dovodi do pogrešne korelacije i loše određenih stratigrafskih granica. Pogrešno određene stratigrafske granice i korelacije imaju veoma velik uticaj na izrade konsedimentacionih (*back stripping*) analiza, geohemijsko i naftno-geološko modeliranje i određivanje paleosredina.



Velikim slovima A do D prikazane su grupe mekušaca koje su interpretirane kao stratigrafske zone (biozone)

Slika 5.10. Evolucija biostratigrafskog koncepta sedimenata jezera Panon u toku dvadesetog veka (Magyar & Geary, 2012).

U hidrogeologiji i naftnoj industriji Mađarske, prilikom korelacije koristi se isključivo litostratigrafija. Detaljna, opsežna istraživanja postriftnog jezgrovanog materijala potvrdila su da litostratigrafske jedinice odgovaraju glavnim depozicionim facijalnim jedinicama ili litofacijalnim asocijacijama koje su vremenski transgresivne (Bérczi & Phillips, 1985; Bérczi *et al.*, 1988; Révész *et al.*, 1989; Jámbor, 1989; Juhász, 1991, 1992, 1994; Phillips *et al.*, 1994; Molenaar *et al.*, 1994; Juhász *et al.*, 2007). Korelacija između litofacijalnih grupa i jedinica u Mađarskoj prikazana je na slici 5.11. (Magyar *et al.*, 2006).



Slika 5.11. Litostratigrafski dijagram Panonskog neogenog basena sa regionalnim katovima Centralnog Paratetisa (Magyar *et al.*, 2006).

Panonski sedimenti na prostoru severnog Banata mogu se korelisati sa mađarskim Endred (Endrőd) i Solnok formacijama, Alde i Ujfalú formacije dobro se korelišu sa pontskim sedimentima, dok Zađva (Zagyva) formacija odgovara pliocenu. Fluvio-deltne panonsko-pontski sedimenti čine najveći deo sedimentata koji su zapunili basen (tabela 5.1).

5.3.1. Gornji miocen

Gornjomiocenski sedimenti su predstavljeni panonskim i pontskim sedimentima.

5.3.1.1. Panon

Stratotip panona je određen u mestu Fezendorf (Vösendorf) u Donjoj Austriji, u blizini južne granice Beča (Papp, 1985. u: Piller *et al.*, 2007). Nagla promena uslova između sarmata i panona, koja uključuje smanjenje saliniteta, ima za posledicu nestajanje marinskih vrsta i diverzifikaciju endemskih mekušaca, ostrakoda i dinoflagelata (Papp *et al.*, 1985). Prelaz između sarmata i panona obeležen je velikim promenama i izumiranjem preko 90% puževa i foraminifera. Harzhauser i Piller (Harzhauser & Piller, 2007) odredili su ovaj događaj kao događaj sarmatsko-panonskog izumiranja (*Sarmatian-Pannonian Extinction Event*). Najbolji pokazatelj evolucionih uslova predstavljaju školjke *Mytilopsis*, *Congerina* i *Limnocardium*, i puž *Melanopsis*.

Na slici 5.12. prikazana je korelacija između gornjomiocenskih sedimenata.

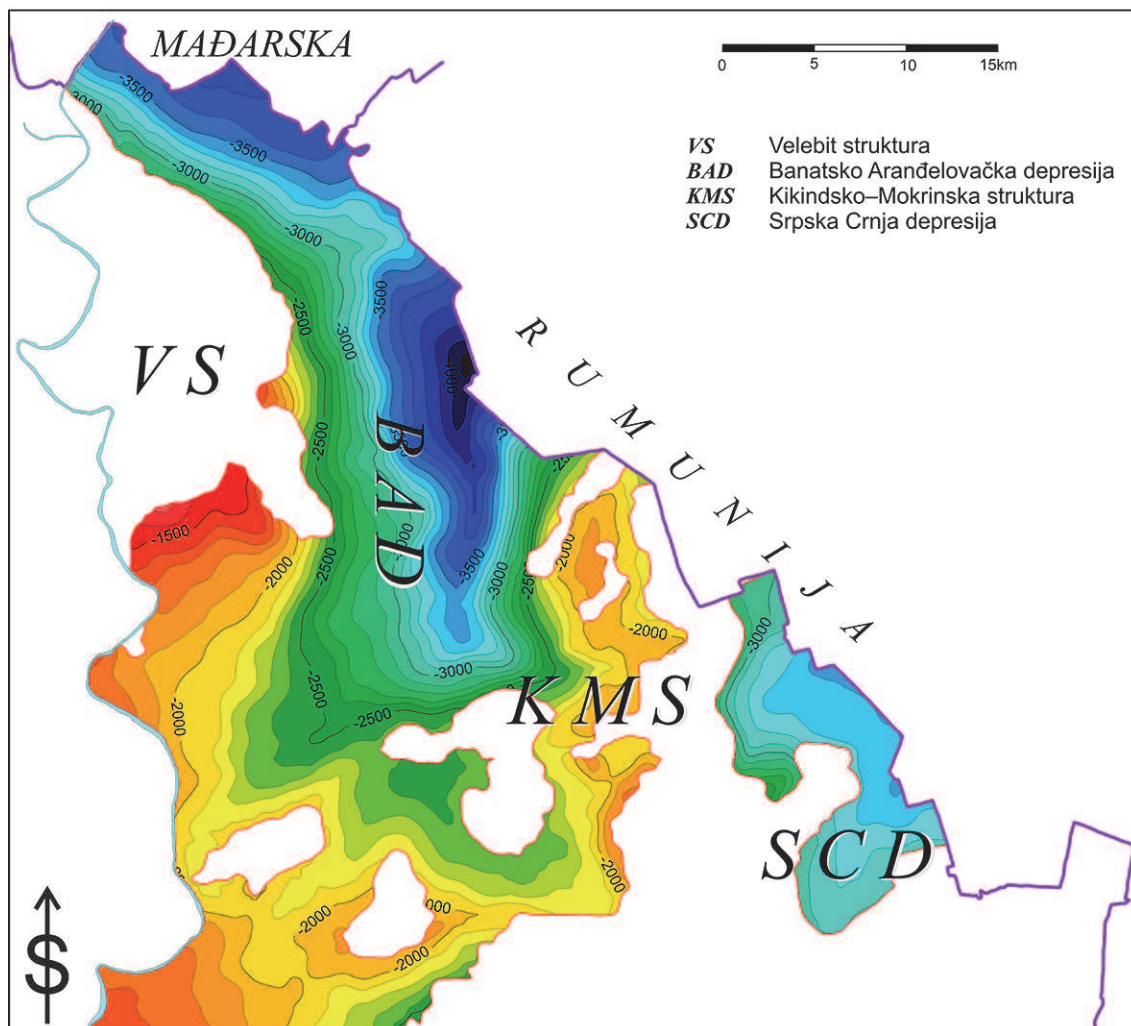
vreme (Ma)	polaritet	hronozone	standardna hronostrat.			regionalni katovi			ostrakode (c.paratetis)	mekušci (c.paratetis)	dinoflagelate (c.paratetis)	dubokovodne moluske (c.paratetis)	sublitoralne moluske (c.paratetis)	litoralne moluske (c.paratetis)	krečnjački nanoplankton (molusci)	zonske vrste krečnjačkog nanoplanktona (c.paratetis)	centralno-evropske sisarske zone
			serija	podserija	kat	centralni paratetis (tortonoški baseni)	paratetis (tortonoški baseni)	planktonski foraminiferi (međubani)									
7	C3A						pont		F	Paradisa abichi zona (b) Congeria digitifera zona (b)					c	turolijian	
	C3B			7.251											b	Mn 12	
8	C4n						meot		E	Congeria subglobosa zona (l) Congeria pantihi zona (l)	Galeocysta ethusa				a		
	C4r							M12		"Dreiszenomya" digitifera						Mn 11	
9	C4An							a	D	Congeria banatica zona (b-l) Spiriferites validus							
	C4Ar														b		
10	C5n						panon		C	Propontionella candio Hemicytheria tenuistriata					a	Mn 10	
11							heson		B	Radix croatica zona (b) Congeria ornithopsis zona (b-l)							
12	C5r			11.800			besarab		A	Melanopsis impressa zona (b-l) Sarmatnastra vitikana zona Gomja evulja zona	Paratidulum peccadentata Spiriferites bentoni oblongus Spiriferites bentoni sarmatica Mecocera vitika						
							sarmat										

Slika 5.12. Biostratigrafska korelacija gornjomiocenskih sedimenata jezera Panon (Magyar *et al.*, 1999a). Granica sarmat-panon prema: Harzhauser *et al.*, 2004. Granica sisarskih zona prema: Daxner-Hock, 2001. Skala polariteta prema: Lourens *et al.*, 2004.

5.3.1.1.1. Panon na prostoru severnog Banata

Panonski sedimenti najdublje zaležu u lokalnim depresijama Banatskog Arandelova i Srpske Crnje (na više od 3 km), dok su najplići u zonama isklinjenja na oko 2 km (slika 5.13). Takođe, panon je potvrđen i na velebitskom strukturnom uzdignuću i u jugoistočnom delu istražnog prostora. Pored toga, on je često erodovan ili isklinjava na vrhovima struktura gde je prisutan hijatus između ponta i prepanonskih tvorevina. U njegovoj povlati uvek se nalaze pontski sedimenti. Zbog čestog odsustva fosilnog materijala i nedostatka detaljnijih sedimentološko-paleontoloških

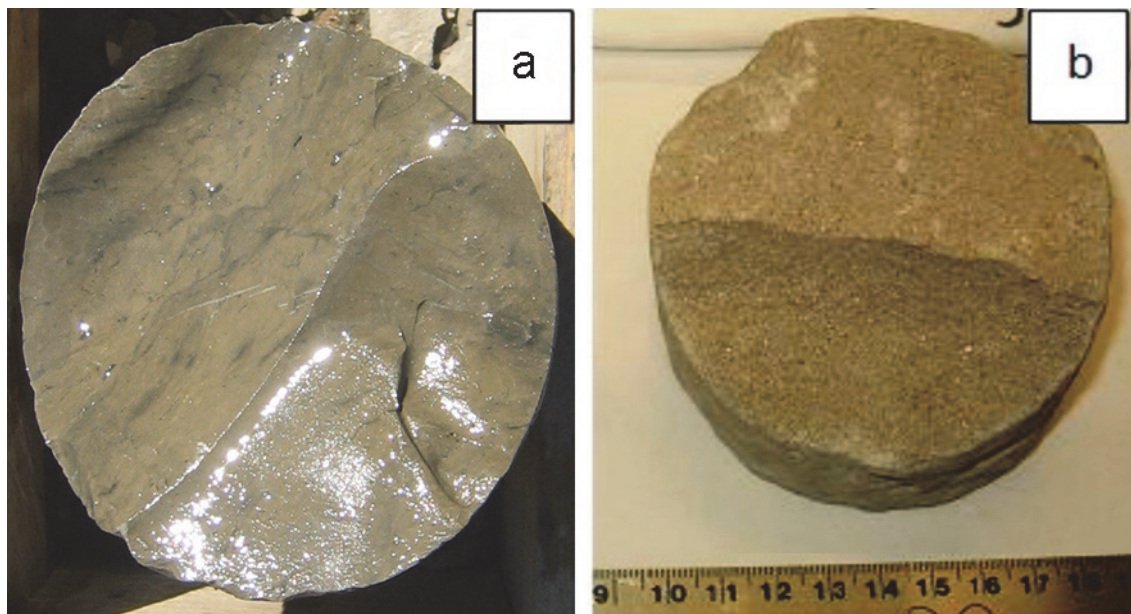
i drugih analiza, panonska starost tvorevina utvrđena je samo u nekim bušotinama. U velikom broju bušotina panon je pretpostavljen na osnovu korelacije interpretacije i korelacije GFK dijagrama, petrološko-sedimentoloških osobina i stratigrafskog položaja u stubu bušotine.



Slika 5.13. Dubinska strukturalna karta po povlaci panonskih sedimenata.

Panonski sedimenti su predstavljeni uglavnom klastitima (peliti, alevroliti, psamiti, psefiti), glincima, laporcima i krečnjacima. Navedeni sedimenti se proslojavaju u vidu lamina ili slojeva, a prelazi su postepeni ili oštri. Dubokovodna panonska jezerska basenska sukcesija može se korelisati sa Endred i Solnok formacijama. Hemipelaški laporci (korelativni sa Endred formacijom, slika 5.14.a), koji su karakteristični za basene koji nemaju priliv sedimenata (*starved basins*), prekriveni su dubokovodnim peščarima (korelativni sa Solnok formacijom, slika 5.14.b) ograničenim na najdublje delove basena. Debela sukcesija gravitacionih

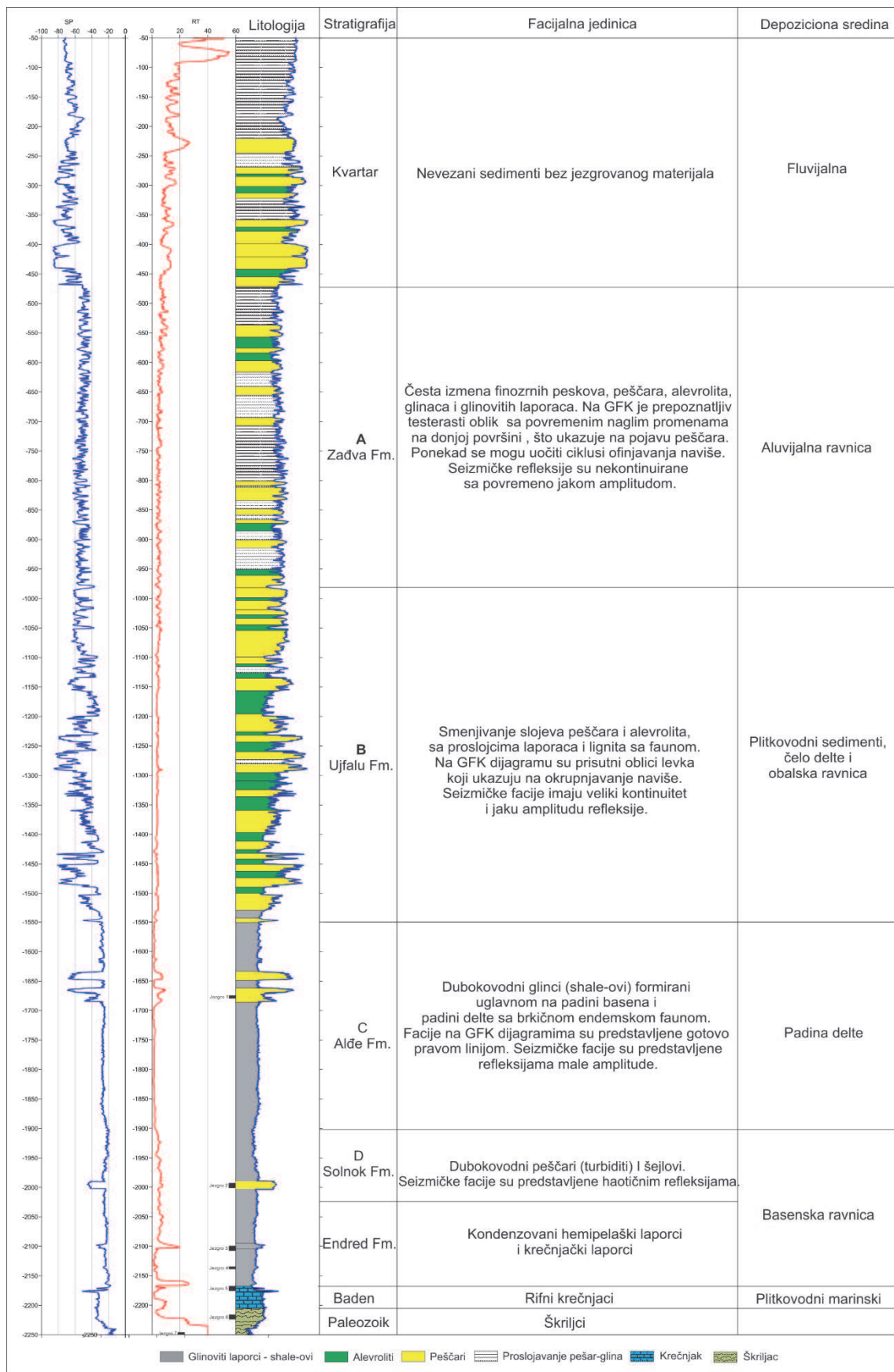
sedimenata izgrađena je od fino-zrnih peščara i alevrolita sa proslojcima laporaca, koji ukazuju na povećan priliv klastita sa ivica basena.



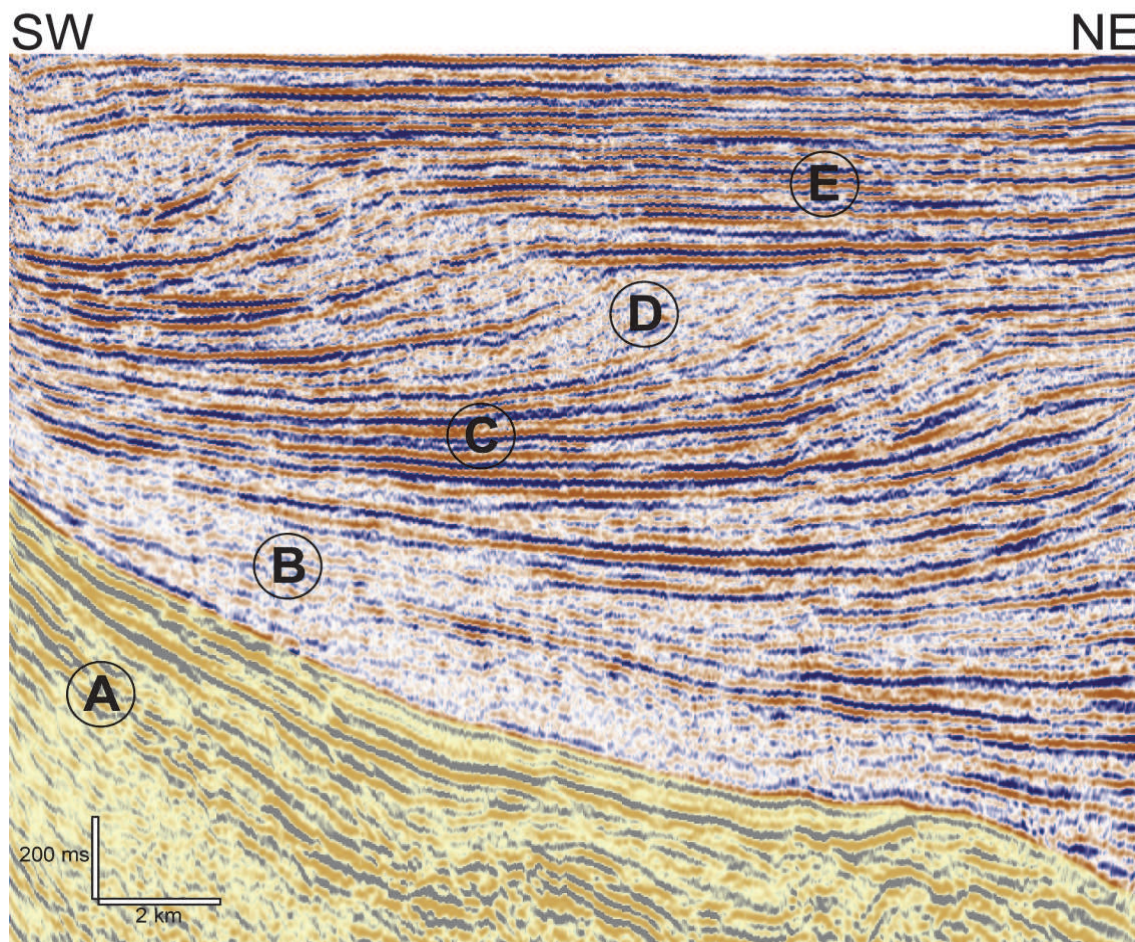
Slika 5.14. Tipična jezgra dubokovodnih jezerskih sedimenata – laporci (a, Endred formacija) i peščari (b, Solnok formacija) depresije Srpske Crnje.

S obzirom na veliku razliku između litostratigrafskih jedinica, njihovo prepoznavanje na GFK dijagramima i seizmičkim sekcijama prilično je jednostavno. Na osnovu analize jezgrovanih intervala moguće je izdvojiti depozicione facije i napraviti relativno dobru korelaciju sa GFK dijagramima. Primer izdvajanja litostratigrafskih formacija na bušotini u jugoistočnom delu istražnog terena prikazan je na slici 5.15. (Pigott & Radivojević, 2010).

Na seizmičkim sekcijama uočavaju se karakteristične seizmičke facije koje odgovaraju litostratigrafskim formacijama. Panonske formacije karakteristične su po malim kontinuiranim (dubokovodna Endred formacija), odnosno velikim kontinuiranim amplitudama (turbiditna Solnok formacija). Ponske formacije imaju karakteristične male diskontinuirane (padinska Alde formacija), odnosno velike kontinuirane amplitude (deltna Ujfalu formacija). Pliocenska, fluvijalna Zadržva formacija ima velike diskontinuirane amplitude (slika 5.16).



Slika 5.15. Primer izdvajanja litostratigrafskih formacija na tipičnom GFK dijagramu sa velebite strukture.

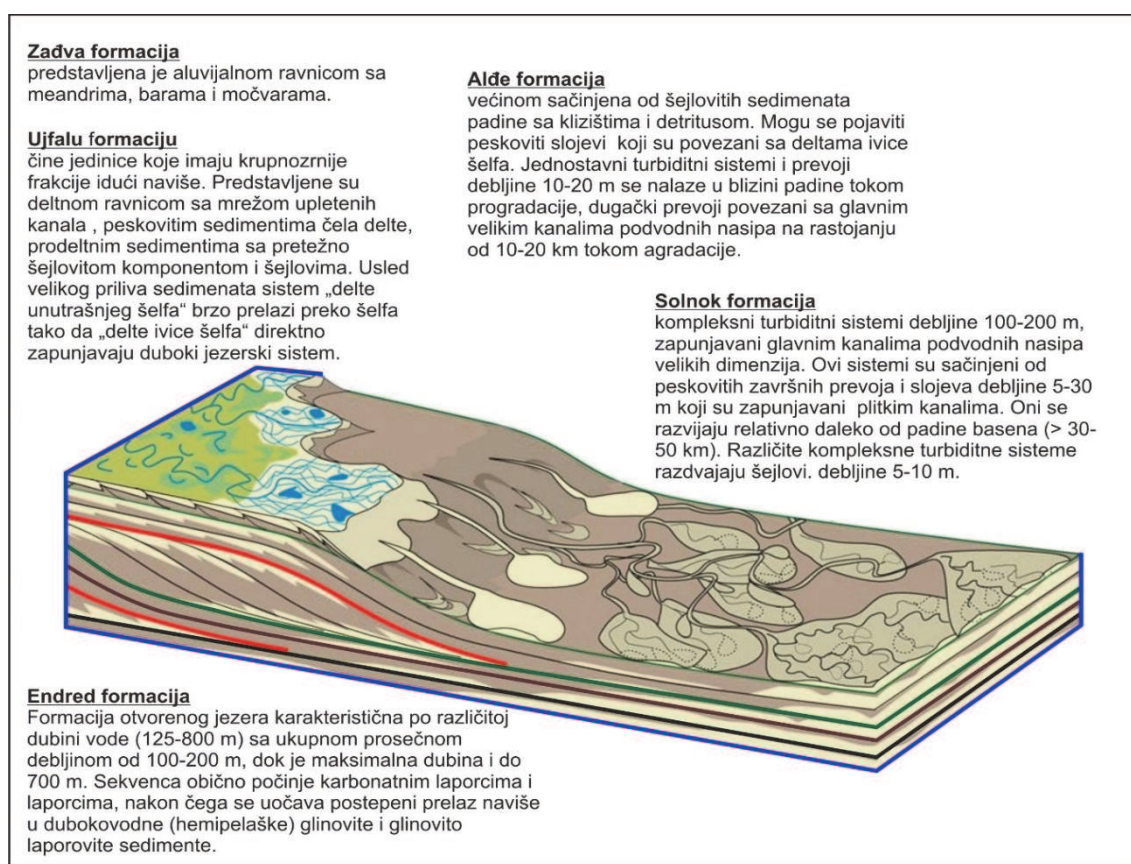


Slika 5.16. Seizmičke facije uverljivo odražavaju litološki sastav. Ove litološke jedinice su u Mađarskoj određene kao izrazito dijahrone litostratigrafske formacije. A: pre-gornji miocen, B: Endred formacija, C: Solnok formacija, D: Alđe formacija, E: Ujfalu formacija (Magyar et al., 2013).

Iako hronostratigrafski beznačajne, litološke (facijalne) granice između sedimenata padine i šelfa imaju svoj praktični značaj. Isto važi i za druge glavne facijalne granice u basenskoj sukcesiji sedimenata. Prema *Stratigraphic Commission of Hungary*, sedimentna tela između ovih granica određena su litostratigrafskim jedinicama (formacijama), od kojih svaka ima dobro definisanu asocijaciju facija (slika 5.17), ali i jasno dijahrone granice (Császár ed., 1997).

Jezerski laporci na uzvišenju Alđe (Kikinda–Mokrin) debeli su samo nekoliko metara, budući da ovaj prostor pre 8–10 miliona godina nije bio pokriven vodom (Magyar et al., 1999a; Magyar et al., 2006; Sztano et al., 2013). Laporci imaju znatno veću debljinu (preko 400 m) u depresijama Banatskog Arandelova (Segedin) i Srpske Crnje (Mako trog). Najniži deo debele sekvence predstavljen je peskovitim alevrolitima, krečnjačkim laporcima bogatim organskom materijom (sa interkalacijama krupnozrnih klastita) i alevolitičnim glinovitim laporcima. Krečnjački laporci depresije

Srpske Crnje deponovani su u uslovima otvorene jezerske sredine i sadrže gornjomiocenske brakične mikrofosile (Sztano *et al.*, 2013). U laporcima se mogu naći proslojci konglomerata (Bérczi *et al.*, 1988), peščara, kao i pretaloženi srednjomiocenski morski mikrofosili (Szuromi-Korecz *et al.*, 2004). Ovi sedimenti su nastali erozijom sinriftnih slojeva uglavnom sa Kikinda–Mokrin uzvišenja. Najgornja trećina formacije uglavnom je homogena i ukazuje na sporo prihranjivanje sedimentima depozicionog sistema ivica šelfa-padina. Na razviće ovakvog sistema ukazuje smanjenje karbonatne i povećanje glinovite komponente, kao i interkalacija tankih alevrolitičnih do veoma fino-zrnih peskovitih slojeva.



Slika 5.17. Depozicioni sistem jezera Panon (Sztano *et al.*, 2013, modifikovano).

Pre oko sedam miliona godina, sistem šelf-padina prešao je preko najvećeg uzvišenja na severu Panonskog basena (Sztano *et al.*, 2013) i stigao do Mako troga (Srpske Crnje). Hemipelaški laporci su prekriveni dubokovodnim peščarima samo u najdubljim delovima depresija. Debela turbiditska sukcesija koja uključuje različite tipove gravitacionih i masivnih tokova izgrađena je od fino-zrnih peščara i alevrolita sa proslojcima laporaca.

Paleontološka i palinološka ispitivanja panonskih sedimenta u cilju određivanja mikro i makro fosila sprovedena su u periodu od šezdeset godina (Janković, 1957–1991; Marković, 1954–1984; Buljan, 1964–1983; Čanović, 1967–1991; Gagić, 1985–1994; Mijatović, 1986–1992; Gajić, 2000–2013; Bogićević, 2000–2013; Šećerov, 1975–1987; Dulić, 1987–2013). Makrofosilni sadržaj je predstavljen mekušcima (*Micromelania striata*, *Gyraulus dubius*, *G. praeponticus*, *Orygoceras* sp., *Paradacna syrmienne*, *P. abichiformis*, *Velutinopsis velutina*, *Limnocardium cekusi*, *L. syrmienne*, *L. multistriatum*, *Provalenciennesia* sp., *Dreissenomya digitifera*, *Pisidium protractum*, *Congeria* sp., *Dreissena* sp.), koji ukazuju na kaspibrakičnu sredinu. Među mikrofosilnim vrstama, u panonskim sedimentima, nalazimo fragmente ostrakoda (*Lineocypris* sp., *Leptocythere /Amnicythere/ servica*, *Candona /Lineocypris/ nonreticulata*), silikoplacentina (*Silicoplacentina irregularis*, *S. inflata*), mikromekušaca itd. Palinološkim ispitivanjima je utvrđeno prisustvo karakterističnih palinomorfa kopnenog i morskog porekla.

5.3.1.2. Pont

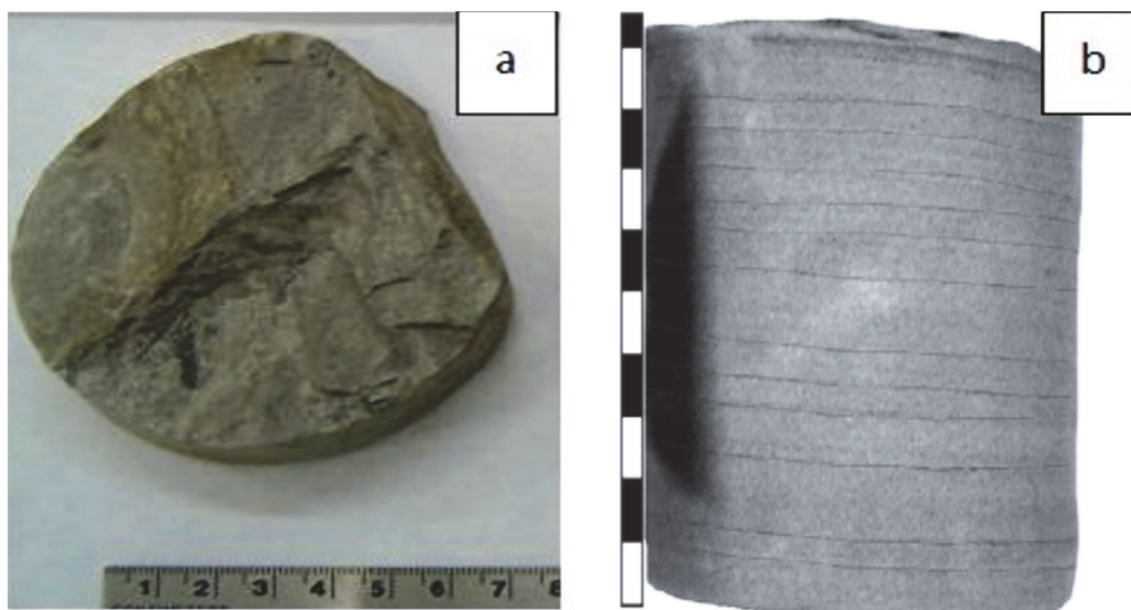
Pontski sedimenti su predstavljeni glinama, pescima, ugljevitim glinama, laporima i alevrolitima. Sedimenti imaju plitkovodni karakter s prisustvom velikog broja slatkovodnih oblika. Ova činjenica ukazuje na snažno neprekidno tonjenje depresija od kraja panona pa sve do kraja taloženja paludinskih slojeva (Stevanović, 1977). Biostratigrafska korelacija ponta oblasti Paratetisa prikazana je na slici 5.18.

vreme (Ma)	polaritet	hronozone	standardna hronostratigrafija			regionalni katovi		ostrakode (c.paratetis)	mekušci (c.paratetis)	krečnjački nanoplankton (mediteran)	centralno-evropske sisarske zone
			serija	podserija	kat	centralni paratetis	istočni paratetis (crnomorski basen)				
6	C3	6.033			5.332	mesinijen	pont	pont	PL1	<i>Viviparus neumayeri</i> zona	Mn 13
									c	<i>Bakunella dorsoarcuata</i> <i>Hemicytheria josephinae</i>	
7	C3A	7.140					meot	M13	b	<i>Hemicytheria prisca</i>	F
									a	Panonski relikti	
	C3B				-7.251			c	<i>Typhlocyprilla lineocypriformis</i>	NN11	turolijian
								b	<i>Congeria subglobosa</i> zona (l)		Mn 12

Slika 5.18. Biostratigrafska korelacija ponta. Krečnjački nanoplankton mediteranske zone rekalibrisan prema: Gradstein et al., 2004, granica sisarskih zona određena je prema: Daxner-Hock, 2001. Skala polariteta je određena prema: Lourens et al., 2004.

5.3.1.2.1. Pont na prostoru severnog Banata

Od svih miocenskih sedimenata, oni iz perioda ponta imaju najveće horizontalno i vertikalno rasprostranjenje (tabela 5.1). Plitkovodni sedimenti koji formiraju ekstremno debele litostratigrafske jedinice i litofacije u depresijama Banatskog Arandelova i Srpske Crnje mogu dostići debljinu i od preko 2.000 m. Pont je predstavljen glinovitim laporcima i alevrolitima sa dobro razvijenim klinoformama povlatnog ruba (*toplap*) i plitkovodnom smenom peskovito-glinovitih sedimenata. Klinoforme povlatnog ruba karakteristične su za progradirajuća čela delte u relativno stabilnim uslovima i dobro se korelišu sa mađarskom Alde formacijom (slika 5.19.a). Debeli sukcesija sedimenata, deponovana u plitkovodnoj sredini, predstavljena je deltnim distributivnim kanalima, sedimentima čela delte, deltne i obalske ravnice (slika 5.19.b). Sukcesiju (korelativnu sa mađarskom Ujfalú formacijom) čine peščari koji su najčešće proslojeni alevrolitima, glincima i laporcima, a lokalno i lignitima. U srpskoj naftnoj industriji, korišćenjem paleontoloških metoda i korelacijom GFK dijagrama, izvojeni su sedimenti donjeg (novorosijski potkat) i gornjeg ponta (portaferski potkat). Granicu prema sedimentima pliocena ponekad je veoma teško označiti, ali se smatra da je ona određena nestankom poslednjih limnokardida, odnosno prestankom kaspibrakičnih i početkom jezersko-rečnih depozicionih uslova.



Slika 5.19. Tipična jezgra šejlova (a, Alde formacija) i deltnih peščara (b, Ujfalú formacija) depresije Banatskog Arandelova.

Usled progradacionog karaktera panonsko-pontskih sedimenata i vrlo često nejasne i neprecizno određene gornje granice pontskih sedimenata, u ovom trenutku nije moguće uraditi strukturnu dubinsku kartu, pa samim tim ni kartu debljina ovih sedimenata. Ovaj problem se može u budućnosti rešiti prekrivanjem ovog područja 3D seizmikom i korišćenjem savremenih tehnika interpretacije seizmičkih podataka (analiza seizmičkih atributa i frekventnog sadržaja, spektralna dekompozicija) i podataka dobijenih geofizičkim karotažnim merenjima.

Sedimenti padine predstavljeni su alevrolitičnim glinovitim laporcima i alevrolitima koji u donjim delovima imaju debele peskovite interkalacije (do 40 m) koje vode poreklo od masivnih tokova (Bérczi & Phillips, 1985; Juhász, 1991). Padina progradira preko 60 km dugačkog Mako troga (depresije Srpske Crnje) za manje od milion godina (Sztano *et al.*, 2013). Najgornji deo dubokovodne jezerske (basenske) sukcesije, koja je veoma rasprostranjena u celom Panonskom basenu, predstavljen je glinovitim laporcima i alevrolitima („C“ litofacijalna jedinica, Alđe formacija, slika 5.15). Sukcesija je predstavljena dobro razvijenim klinoformama, koje su ranije bile interpretirane kao sedimenti deltne padine. Međutim, razmera i dimenzije su mnogo veće od deltne padine s obzirom na to da visina ovih klinoformi varira između 100 i 700 metara. Glinovito-laporovita sukcesija sadrži peskovite interkalacije (turbidite) različitog porekla. Za razliku od debelih turbiditnih peščara, peščari u donjem delu ove formacije imaju debljinu između 2 i 40 m, razdvojeni su šejlovitim sekcijama i imaju krupnije klastite u gornjem delu. Peskovita tela se interpretiraju kao prevoji i sedimenti koji su zapunjavali kanjon/kanal (Sztano *et al.*, 2013).

Preko laporaca leži debela, dobro razvijena peskovita sukcesija („B“ litofacijalna jedinica, Ujfalu formacija, slika 5.15), deponovana u sredinama plitke vode, čela delte (*delta front*), deltne (*delta plain*) i obalske ravnice (*coastal plain*). Sukcesijom dominiraju peščari koji su uglavnom proslojeni alevrolitima, glincima i laporcima, a lokalno su prisutni i slojevi lignita. Sedimenti čela delte predstavljeni su alevrolitično peskovitim sedimentima s krupnijim klastitima u gornjem delu sekvence. Sedimenti deltne i obalske ravnice karakteristični su po peskovitim

sedimentima distributivnih kanala, proslojavanju glinaca i peščara (sedimenti plavljenja), zalivskim i močvarnim sedimentima. Ovi sedimenti imaju veliko rasprostranjenje i ekstremne razlike u debljini – od 20 m do preko 1.200 m. Razlika u debljini predstavlja posledicu paleogeografskih i tektonskih promena u vreme njihove depozicije. Osnovni smer paleotokova u ovom delu Panonskog basena bio je jugozapadni (Magyar *et al.*, 2013). Sedimenti čela delte dominiraju deltnim kompleksom u severnom Banatu, dok se količina sedimenata deltne ravnice postepeno povećava u pravcu severoistoka. U distalnim i centralnim delovima širokog šelfa, debljina sedimenata čela delte može dostići 1.000 m. Sukcesije ili parasekvence formiraju depozicione cikluse koji se sastoje od serije peščanih tela koja imaju krupnozrnije klastite u gornjem delu geološkog stuba. Paleontološko-palinološka ispitivanja u cilju određivanja mikro i makro fosila, sprovedena su u periodu od šezdeset godina (Janković, 1957–1991; Marković, 1954–1984; Savić, 1993–2003; Gagić, 1985–1994; Mijatović, 1986–1992; Gajić, 2000–2013; Bogičević, 2000–2013; Šećerov, 1975–1987; Dulić, 1987–2013). Ostaci makrofaune predstavljeni su velikim brojem karakterističnih kaspibrakičnih vrsta školjki (*Congerina zagradiensis*, *Limnocardium otiophorum*, *L. lenzi*, *L. asperocostatum*, *Didacna otiophora*, *Paradacna abichiformis*, *P. syrmiense*, *P. abichi*, *P. radiata*, *Prosodacna* sp. /*P. cf. Vodopici*/, *Monodacna simplex*, *Caladacna steindachneri*, *Dreissena sabbae*, *D. cf. cucullata*, *D. rostriformis*, *D. minima*, *D. superfoetat*, *D. auricularis*, *D. auricularis simplex*, *Dreissenomya digitifera*, *Pisidium protractum*, *Plagiodacna auingeri*) i puževa (*Gyraulus turkovic*, *Valenciennesia reussi*, *Melanopsis* /*Melanopsis*/ *cf. cognata*, *M. canthidomus*, *M. sandbergeri*, *Zagrabica cyclostomopsis*, *Z. cf. rossii*, *Valvata* sp., *Hydrobia* sp., *Provalenciennesia* sp., *Radix cobelti*, *Micromellania turitellina*). Paleontološki nalaz pokazuje i znatno prisustvo mikrofaune: *Hemicytheria pejinovicensis*, *Bacunella dorsoarcuata*, *Bacunella abhazica*, *Candona (Lineocypris) trapezoidea*, *C. (Pontoniella) acuminata*, *C. (Caspiocypris) alta*, *C. (Caspiocypris) labiata*, *C. (Caspiolla) lobata*, *C. (Caspiolla) balcanica*, *C. (Lineocypris) nonreticulata*, *Leptocythere andrusowi*, *L. multituberculata*, *L. cornutocostata*, *L. palimpsesta*, *L. servica*, *Loxoconcha schweyeri*, *Xestoleberis (Pontoleberis) pontica*, *X. (Pontoleberis) gramanni*, *Silicoplacentina hungarica*, *S. majzoni*, *S. inflata*, *S. irregularis*, *Lithoglyphus* sp. itd.

Palinološkim proučavanjem utvrđeno je brojno prisustvo palinomorfa kopnenog i morskog porekla, čija asocijacija takođe ukazuje na donjopontsku starost. Biostratigrafskim analizama navedenih sedimenata utvrđeno je prisustvo karakteristične gornjopontske makro i mikro faune, koja ukazuje na kaspibrakičnu sredinu stvaranja ovih sedimenata (Janković u periodu 1957–1991; Mijatović u periodu 1986–1992; Savić u periodu 1993–2001). Od makrofaune pronađeni su ostaci školjki (*Paradacna radiata*, *P. okrugići*, *P. jazovniki*, *Dreissena auricularis*, *Pisidium* sp., *Limnocardium riegeli*, *Monodacna* sp., *Plagiodacna auingeri*, *Anodonta* sp., *Unio* sp.) i puževa (*Vivipara ambigua*, *V. spuria*, *V. lignitarium*, *Radix* sp., *Melanopsis* sp., *M. /Canthidomus/* sp. itd.). Fosilna mikrofauna je predstavljena primercima vrsta: *Cypria* sp., *Silicoplacentina majzoni*, *Candona* (*Lineocypris* div. sp.), *Leptocythere* (*Amnicythere*) *palimpsesta* i dr.

5.3.2. Pliocen

Pliocenski sedimenti imaju veliko horizontalno i vertikalno rasprostranjenje. Površinski izdanci nalaze se jedino na padinama Fruške gore, dok je u ostalim delovima pliocen prekriven kvartarnim naslagama. Pliocen je predstavljen paludinskim slojevima koji leže konkordantno preko gornjopontskog horizonta sa *Prosodacna vodopici* i drugom slatkovodnom faunom. Sedimenti naviše postepeno prelaze u jezersko-rečne naslage kvartara sa *Viviparus diluvianus*, *Corbula fluminalis* i druge. Na osnovu faune izvedena je podela na donje, srednje i gornje paludinske slojeve. Pored toga, utvrđene su i zone sa *Viviparus bifarcinatus*, *Viviparus stricturatus*, *Viviparus altecarinatus*, *Viviparus dezmanianus*, *Viviparus ornatus hoernesii*, *Viviparus zelebori* i *Viviparus vukotinovići*, koje su korelativne sa paludinskim slojevima Slavonije (Janković, 1970). U naftnoj industriji Srbije pliocenski i kvartarni sedimenti nisu razdvojeni.

5.3.2.1. Pliocen na prostoru severnog Banata

Debljina ove aluvijalne sukcesije prelazi 1.800 m u depresijama Banatskog Arandjelova i Srpske Crnje. Iako je u severnom Banatu izbušen veliki broj bušotina, šezdesetogodišnja sedimentološko-paleontološka i geofizička proučavanja pliocena (Kemenci, 1961–1994; Žumberković, 1986–2001; Janković, u periodu

1957–1991; Marković, u periodu 1954–1984; Dimitrijević, M. N. & Dimitrijević, M. D., 1989; Kirin *et al.*, 1991; Gajić, 2000–2013; Bogičević, 2000–2013) praćena su mnogim teškoćama. Postoji relativno mali broj jezgara iz pliocenskih sedimenata usled malog ekonomskog značaja ovih sedimenata. Pored toga, veoma često prilikom bušenja ovih sedimenata nisu uzimane ni probe sa vibrosita. Iz tih razloga se prilikom rešavanja stratigrafskih problema u vezi sa ovim tvorevinama koristila korelacija i interpretacija GFK dijagrama.

Progradacija ivice šelfa nastavlja se tokom pliocena i padina dostiže južnu granicu depresije Srpske Crnje. Pliocenski sedimenti predstavljeni su peščarima, šarenim alevrolitičnim glinama i sedimentima močvarnog i plitkovodnog jezerskog (barskog) porekla (korelativnih sa mađarskom Zađva formacijom). Celo područje severnog Banata postalo je aluvijalna ravnica pre oko pet miliona godina. Pravac paleotransporta ostaje paralelan osi depresija za vreme pliocena, nakon čega se pomera u pravcu zapada za vreme pleistocena. Fluvijalni sedimenti („A“ litofacijalna jedinica, slika 5.15) mogu dostići znatnu debljinu sedimenata u celom Panonskom basenu (od nekoliko stotina do hiljadu metara). Međutim, na nekim mestima gde su prisutni debeli deltni sedimenti, fluvijalni su veoma tanki. Rečni sedimenti na severozapadu stariji su od onih u jugozapadnom delu, a sukcesija uključuje nekoliko facija kao što su sedimenti koji zapunjavaju kanale (*channell fill*), sedimenti plavljenih ravnica (*floodplain*) i močvara (*wetland*).

U pliocenskim slojevima izdvojeni su dakijen i romanijan. Tvorevine donjeg pliocena karakterišu se prisustvom slatkovodne jezerske faune glatkih ljuštura. U njima je pronađena sledeća asocijacija makrofaune: *Unio* sp., *Melanopsis* cf. *decollata*, *M.* cf. *pyrumpterochila*, *Hyriopsis* sp., *Bulimus melanthopsis*, *Valvata piscinalis*, *V. sulekiana*, *V. sibirica*, *Hydrobia slavonica*, *Zagrabica* sp., *Theodoxus* cf. *slavonica*, *Anodonta* sp. i *Pisidium* sp. Konkordantno preko donjeg pliocena leže sedimenti gornjeg pliocena. U okviru njega su izdvojena dva horizonta: donji sa karakterističnom makrofossilnom vrstom *Vivipara bifarcinata* (koja se nalazi u asocijaciji sa: *Unio* sp., *Dreissena* sp., *Melanopsis lanceolata*, *M. pyrum*, *M. pterochila*, *M.* sp. /glatke ljušture/, *M.* sp. /ornamentisane ljušture/, *M. sandbergeri*, *Bulimus melanthopsis*, *Valvata sulekiana*, *V. piscinalis*, *Lithoglyphus decipiens*, *Hydrobia* sp.

/*H. cf. pupula*/ i *H. slavonica*) i gornji sa *Vivipara structurata* (u asocijaciji sa: *Melanopsis lanceolata*, *M. pterochila*, *Bulimus oncophora* i *Unio* sp.). Pliocenski sedimenti su siromašni u pogledu prisustva mikrofosila. Među njima se nalaze *Candona* sp., *Cypria* sp, *Bulimus melanthopsis*, fragmenti operkula i harofita, koji takođe ukazuju na slatkovodno-jezersku sredinu sedimentacije.

5.3.3. Kvartar

Kvartarne naslage su veoma rasprostranjene, posebno u ravničarskim krajevima i dolinama vojvođanskih reka: Dunava, Save i Tise. One se odlikuju prvenstveno rečnim, fluvijalno-aluvijalnim, kopnenim sedimentima i lesom.

5.3.3.1. Kvartar na prostoru severnog Banata

Kvartarni sedimenti su rasprostranjeni na celom prostoru i imaju debljinu do nekoliko stotina metara. Sedimenti gotovo nikada nisu uzorkovani, a uz to je velik broj uzoraka paleontološki sterilan. Ipak, na osnovu poznavanja geološke istorije terena i korelacije GFK dijagrama, geološke karakteristike kvartarnih sedimenata dosta su dobro proučene. U sastav sedimenata kvartara ulaze rečno-jezerske, slatkovodno-jezerske i kopneno-barske tvorevine. Slatkovodno-jezerski sedimenti predstavljeni su glinama, pescima i šljunkom sa čestim karbonatnim konkrecijama. Rečno-jezerski sedimenti predstavljeni su šljunkovito-peskovitim i glinovitim naslagama, dok su u kopneno-barskoj sredini deponovani pesak, šljunak, lesolike gline i ilovača. U povlati ovih sedimenata, pa sve do površine terena, nalaze se naslage humusa.

Kvartarni sedimenti su određeni na osnovu višegodišnjih paleontoloških ispitivanja (Janković, 1957–1991; Kemenci, 1961–1994) i pronalaska karakteristične vrste *Theodoxus semiplicata*, koji se nalazi u asocijaciji sa ostalim mekušcima: *Unio* sp., *Pisidium* sp., *Melanopsis slavonica*, *M. cf. hybostoma*, *M. sp.* (glatke ljuštore), *Lithoglyphus decipiens*, *Valvata sulekiana*, *V. piscinalis*, *Hydrobia pupulai*, *Planorbis* sp. U mlađim horizontima kvartara prisutna je nešto drugačija asocijacija fosilnih mekušaca: *Vivipara cf. diluviana*, *Theodoxus semiplicata*, *Limnophusa truncatula*, *Planorbis* sp., *Valonia* sp., *Pisidium* sp., *Unio* sp., *Dreissena* sp., *Melanopsis esperi*, *Valvata piscinalis*, *Lithoglyphus cf. naticoides*, *Hydrobia* sp. itd.

SEIZMOSTRATIGRAFSKA ISTRAŽIVANJA MIOCENA SEVERNOG BANATA

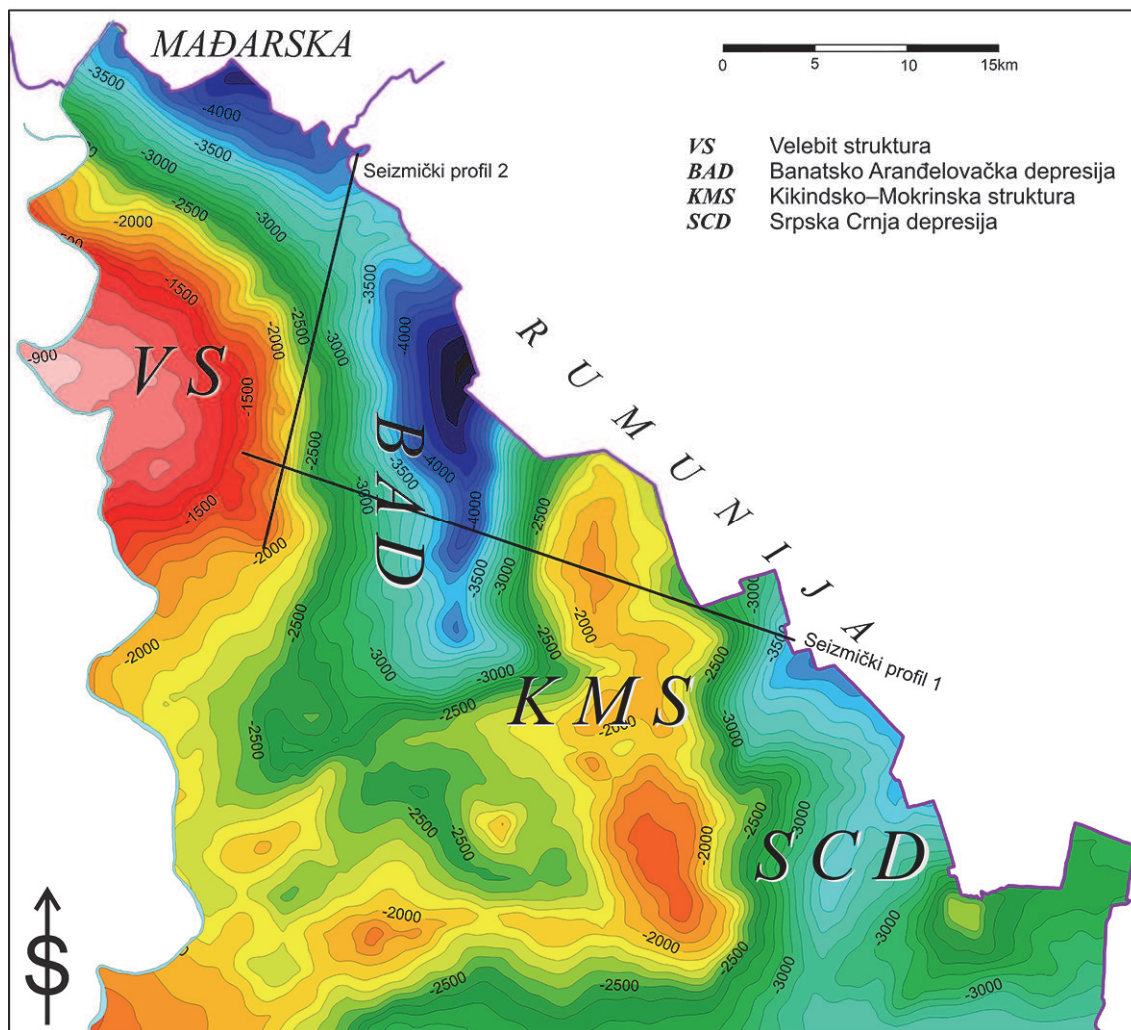
Određivanje prostornih i stratigrafskih odnosa u Panonskom basenu, omogućeno je na osnovu hronostratigrafske analize na kojoj je zasnovana seizmostratigrafija. Studija o hronostratigrafskim odnosima na prostoru severnog Banata urađena je u saradnji sa Univerzitetom Oklahoma (Pigott & Radivojević, 2010).

Prvu fazu seizmostratigrafske interpretacije predstavljala je interpretacija stratigrafije i depozicionih sredina na osnovu podataka dobijenih dubokim bušenjem (vertikalno povezivanje). Sledeću fazu predstavljala je korelacija dobijenih podataka i njihovo prostorno povezivanje korišćenjem seizmičkih sekcija.

Za demonstraciju hronostratigrafskih odnosa na osnovu seizmičkih podataka odabrani su regionalni seizmički profili koji su upravni jedan na drugi (slika 6.1).

Reprezentativni profili pogodni su za izradu hronostratigrafskih dijagrama zato što imaju relativno veliku dužinu (≈ 35 km), zahvataju više stratigrafskih jedinica i prelaze preko više bušotina. Profil pravca pružanja zapad–istok prolazi kroz (ili u blizini) mesta: Čoka, Terjan, Crna Bara, Mokrin i Nakovo, dok profil sever–jug prolazi kroz mesta Padej, Čoka, Obilićevo, Banatsko Arandelovo i Majdan. Na optimalno obrađenim seizmičkim sekcijama (slika 6.2.a i 6.3.a), korišćenjem bušotinskih podataka i primenom prva četiri koraka Vejlovog pristupa seizmostratigrafske procedure (Pigott & Radivojević, 2010) određena su mesta završetaka seizmičkih refleksija i seizmičke površine (slika 6.2.b i 6.3.b).

Završeci refleksija koji označavaju gornju granicu seizmičkih površina – erozioni rub (*erosional truncation*), povlatni rub (*toplap*) i konkordancija obeleženi su žutom, dok su završeci refleksija koji obeležavaju donju granicu – agradacioni rub (*onlap*), progradacioni rub (*downlap*) i konkordancija označeni crvenom strelicom (slika 6.2.b i 6.3.b). Žuti završeci refleksija ukazuju na vremensku transgresiju gornje granice u suprotnom pravcu od žutih strelica, dok crveni završeci ukazuju na vremensku transgresiju donje granice (*baselap*) u pravcu crvene strelice. Pored toga, na oba seizmička profila prikazana je i relativna starost raseda.



Slika 6.1. Karta po podlozi neogenih sedimenata sa trasama seizmičkih profila.

Seizmička rezolucija sekcija omogućava izdvajanje sekvenci trećeg reda. Veća rezolucija seizmičkih podataka omogućila bi još detaljniju analizu seizmičkih paketa i izdvajanje setova parasekvenci četvrtog reda, kao što je slučaj sa studijom u istočnom delu Panonskog basena (Juhasz *et al.*, 2007).

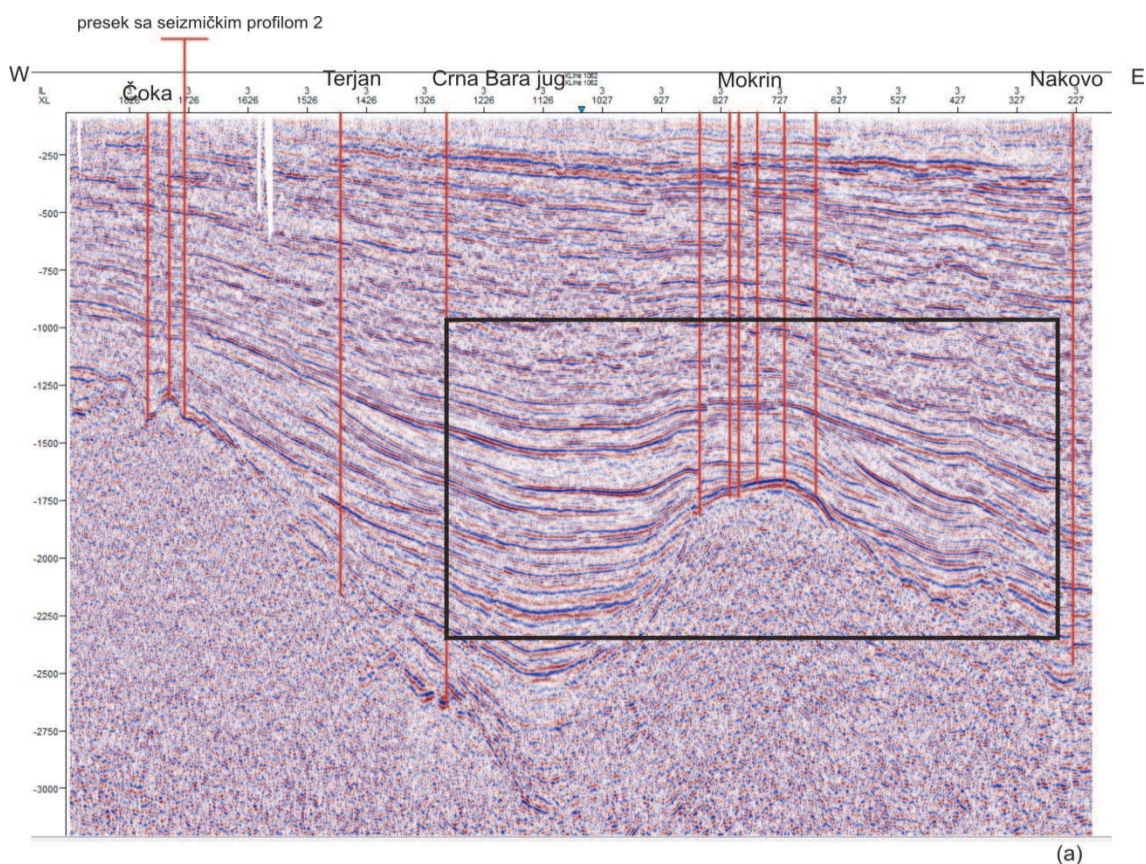
U poslednjoj fazi izrade hronostratigrafskih dijagrama seizmičke površine su „spuštene“ na dijagram (slika 6.2.c i 6.3.c), čija horizontalna osa predstavlja rasprostranjenje, a vertikalna vreme. Vreme (starost) određeno je na osnovu bušotinskih podataka koji su korišćeni i za određivanje rasprostranjenja pojedinih stratigrafskih članova na mestima gde oni imaju malu debljinu (ispod nivoa seizmičke rezolucije – *tuning effect*).

Pored trijasa, badena i sarmata, na seizmičkim profilima izdvojene su i seizmičke operative sekvence koje imaju karakteristične seizmičke atribute. Badenski i sarmatski sedimenti imaju uglavnom malu debljinu i potpun nedostatak seizmičkih atributa koji bi

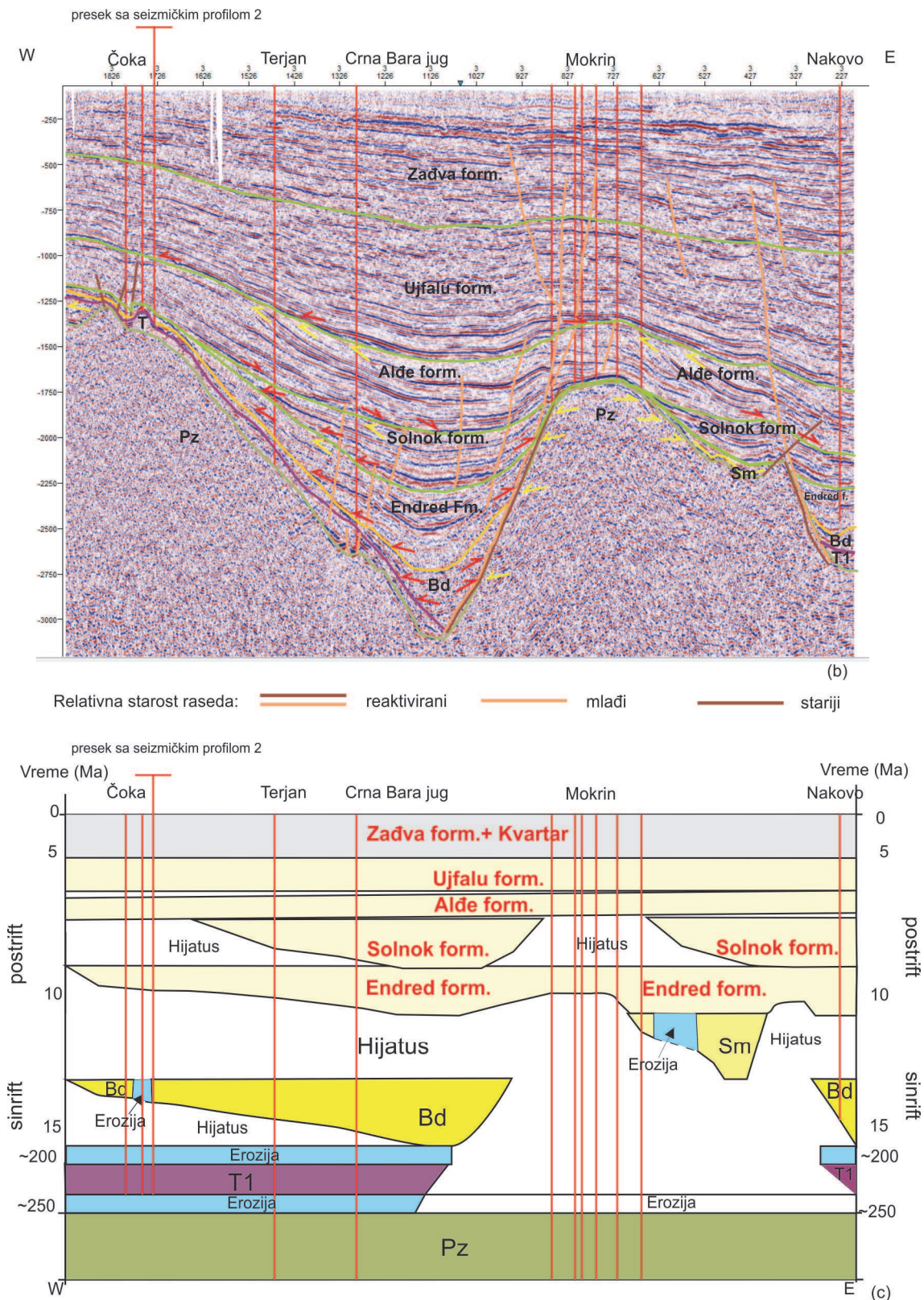
omogućili njihovu determinaciju na seizmičkim sekcijama. Ranomiocenske operativne sekvence dobro se korelišu sa litostratigrafskim, vremenski transgresivnim jedinicama. U Mađarskoj se ove jedinice pripisuju panonu u širem smislu, dok tim formacijama kod nas pripadaju panonski i pontski sedimenti. U severnom Banatu, panon se može korelisati sa sedimentima Endred i Solnok formacija, dok pont odgovara sedimentima Alđe i Ujfalu formacija. Poslednja izdvojena operativna sekvenca (Zađva) dobro se koreliše sa donjopliocenskim sedimentima. Na seizmičkom profilu 1 (slika 6.2), pontski paketi jasno pokazuju konfiguraciju unutrašnjih refleksija koja je karakteristična za klinoforme progradirajućih autocikličnih deltnih sedimenata. Klinoforme se uočavaju i na seizmici visoke rezolucije nešto starijih sedimenata (7–9 miliona godina) u istočnom delu Panonskog basena u Mađarskoj (Juhász *et al.*, 2007). Ovakva istovetnost u litološkom, ali ne i u vremenskom smislu, ukazuje na regionalni stratigrafski problem u Panonskom basenu koji je detaljno obrazložen u poglavlju „Regionalno-stratigrafski prikaz područja severnog Banata“. Cilj ovog poglavlja je objašnjenje hronostratigrafskih odnosa na prostoru severnog Banata, stoga ovu korelaciju ne treba smatrati formalnom. Radi održavanja konzistentnosti u regionalnoj stratigrafiji, ali i potrebe uklapanja kartiranih operativnih seizmičkih sekvenci sa formalnom stratigrafskom nomenklaturom, pristup sličan onome koji je korišćen u Mađarskoj (Juhász *et al.*, 2007) primenjen je u Srbiji. Sedimenti, koji su korelativni sa mađarskim Endred i Solnok formacijama, imaju interkalacije peskovitih i glinovitih tela koje se mogu interpretirati kao sedimenti lepeza i ravnica u jezerskoj sredini. Ovi sedimenti su pokriveni alevrolitima progradirajućih sedimenata ušća delte, čela delte – prodeltnih facija na padini (korelativnih sa Alđe formacijom) i peščara deltne ravnice (korelativnih sa Ujfalu formacijom). Završni član ovog sistema predstavljaju peščari fluvio-jezersko-eolskih sedimenata, koji odgovaraju Zađva formaciji.

Podloga mezozojskih i kenozojskih sedimenata predstavljena je stenama paleozojske starosti. Ove stene su prisutne duž celog prostora zahvaćenog regionalnim seizmičkim profilima. Iznad njih na pojedinim mestima leže trijaski sedimenti, dok je na drugim povlata predstavljena različitim neogenim formacijama. Debljina trijaskih sedimenata nije tačno utvrđena, ali na mestima gde su bušotine ušle u paleozoik, utvrđeno je da je reč o sedimentima debelim više od 200 m.

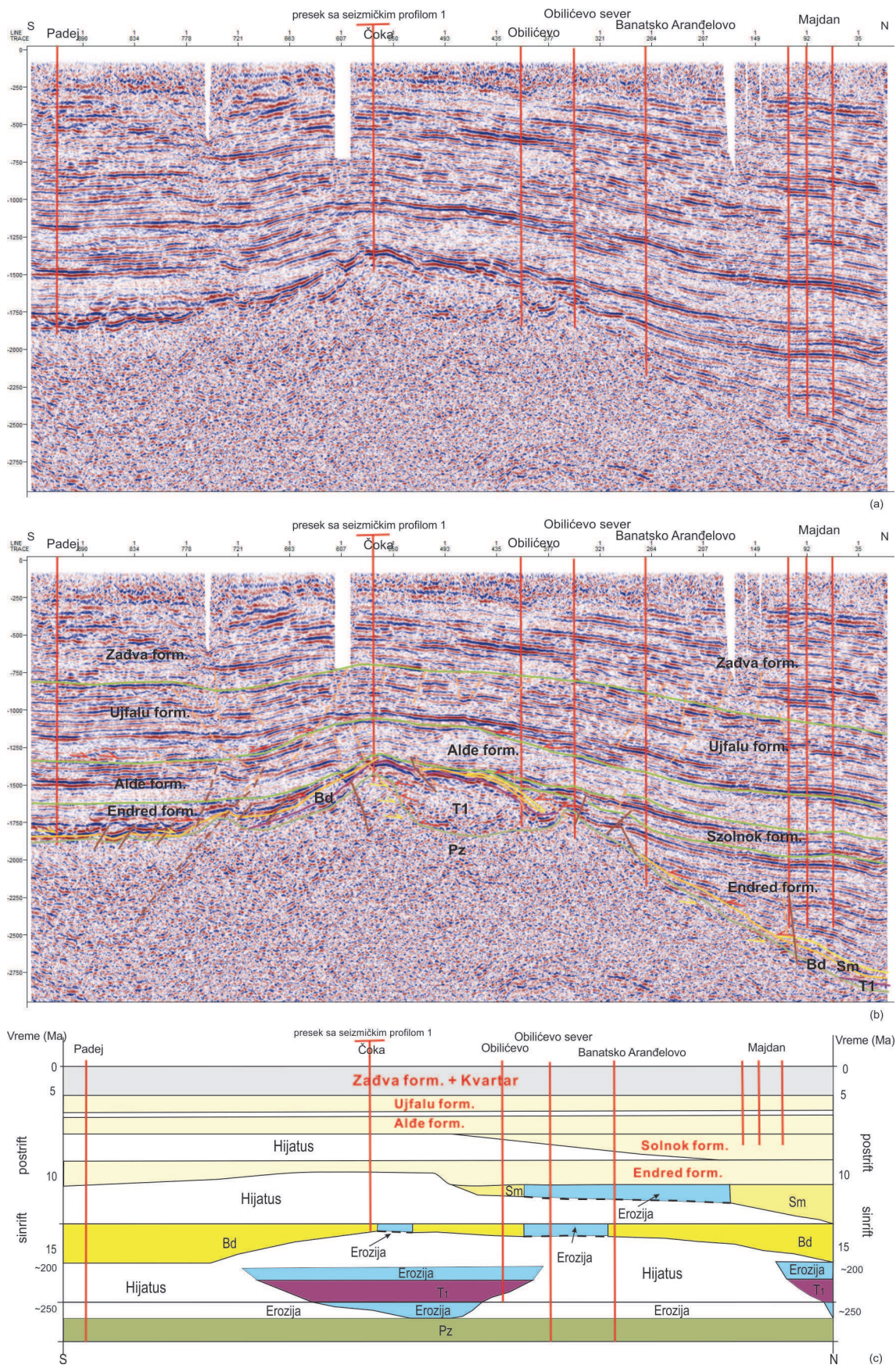
Važnu ulogu u određivanju porekla sedimenata predstavljala je interpretacija donje granice (*baselap*) seizmičke površine donjeg trijasa i badena. Za određivanje prvobitne pozicije trijaskih sedimenata bilo je neophodno uraditi palinspastičku analizu seizmičkog profila. Korišćenjem softverskih mogućnosti, kompenzovan je uticaj mlađe tektonske aktivnosti pomoću horizontalnog izravnavanja (*flattening*). Na ovako prikazanom profilu, uočljivo je da trijaski završeci refleksija, za koje se mislilo da su predstavljeni progradacionim rubom (*downlap*), u suštini predstavljaju agradacioni rub (*onlap*) koji je tektonskom aktivnošću doveden u sadašnji položaj. Hronostratigrafskom interpretacijom seizmičkog profila 1, utvrđeno je da donje granice operacionalnih sekvenci (od badenskih sedimenata do Endred formacije) napreduju u pravcu zapada. S druge strane, gornje granice koje upiru u pravcu zapada penju se prema istoku (na primer, Alđe formacija) pokazujući povremene hijatuse, što ukazuje na autociklično (depoziciono) poreklo sedimenata.



Slika 6.2. (a) Neinterpretirani seizmički profil 1. Crni pravougaonik pokazuje poziciju koja je uvećano prikazana na slici 6.7.

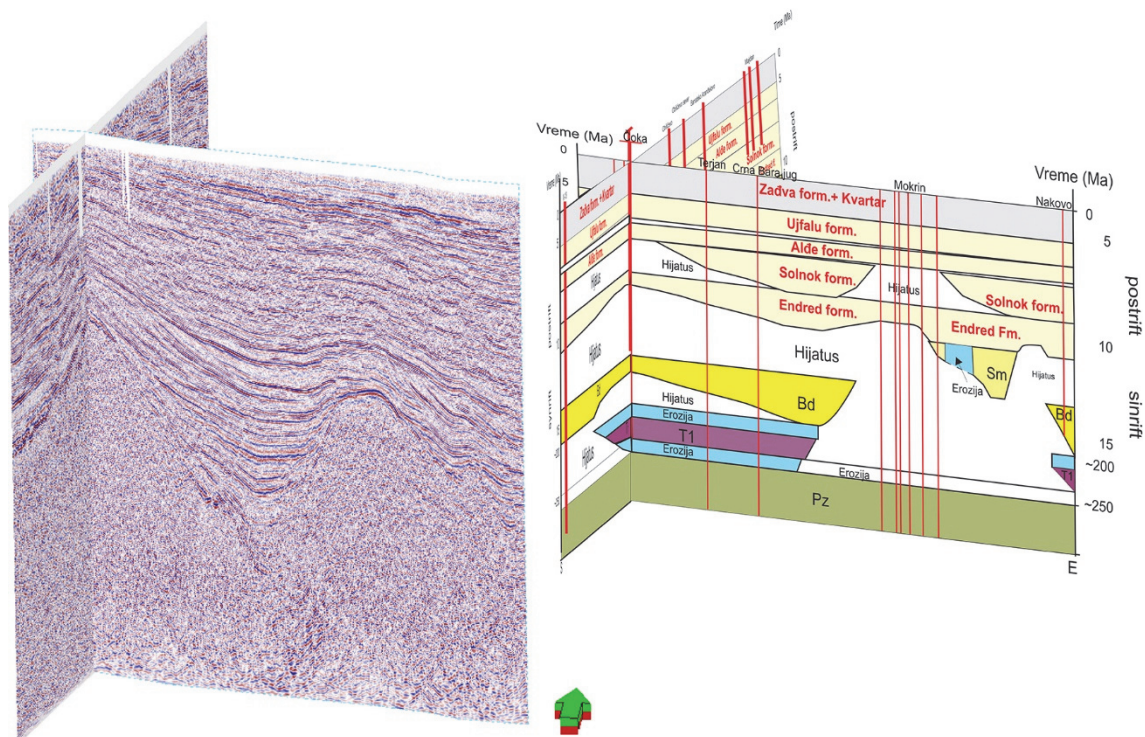


Slika 6.2. (b) Interpretirani seizmički profil 1, (c) hronostratigrafski dijagram (Pigott & Radivojević, 2010). Pozicija seizmičkog profila prikazana je na slici 6.1.



Slika 6.3. (a) Neinterpretirani seizmički profil 2, (b) interpretirani seizmički profil 2, (c) hronostratigrafski dijagram (Pigott & Radivojević, 2010). Pozicija seizmičkog profila prikazana je na slici 6.1.

Lateralni odnosi slojeva i prekida sedimentacije (hijatusa) mogu se bolje uočiti na 3D dijagramu (slika 6.4). Uz pomoć boljeg prikaza lateralne geometrije može se uočiti značajan prekid na kikindsko-mokrinskoj strukturi u odnosu na velebitsku strukturu, koja bi inače bila teško uočljiva.

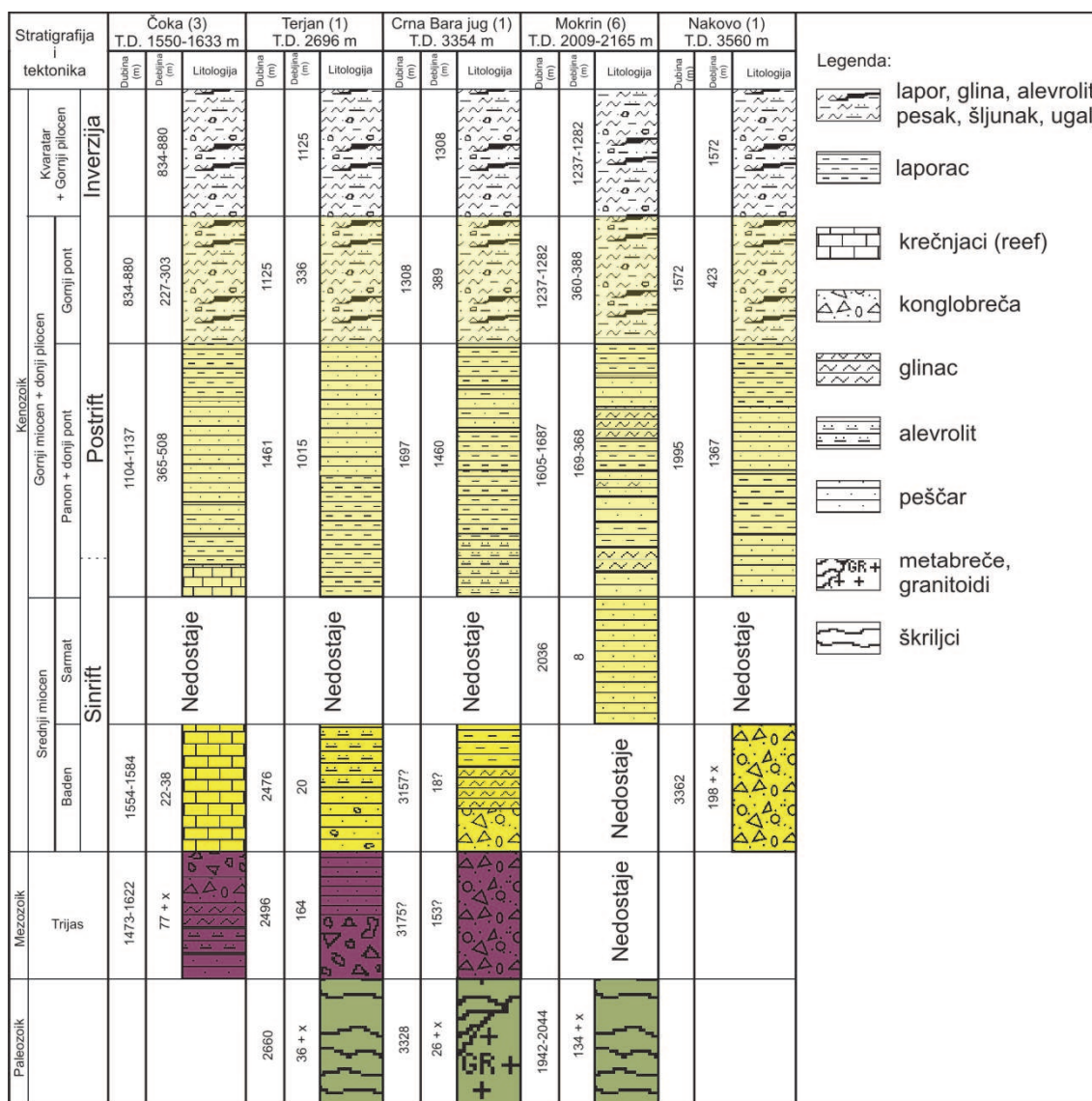


Slika 6.4. Prostorni prikaz preseka seizmičkih profila 1 i 2.

Rasprostranjenje trijaskih sedimenata na seizmičkom profilu 2 veoma je interesantno. Trijaski sedimenti su prisutni na strukturi, ali u potpunosti izostaju u depresiji na jugu i severu, što svedoči o intenzivnoj geodinamičkoj aktivnosti. Tektonska aktivnost je posebno očigledna sa severne strane seizmičkog profila 2 (slika 6.3.b). Na ovom mestu, pontski i pliocenski sedimenti znatno su deblji nego u središnjem delu strukture, što ukazuje na to da su obodi nekada bili viši od centralnog dela. Seizmostratigrafskom interpretacijom može se zaključiti da je zapadni obod depresije Banatskog Arandelova postao strmiji nakon izdizanja velebitske strukture.

Na osnovu bušotinskih podataka, duž regionalnog profila 1 (slika 6.5), uočljivo je oplićavanje i smanjenje debljine sedimenata od bušotina Nakovo ka bušotinama Čoka (u pravcu zapada). Trijaski sedimenti su ili debeli ili nisu prisutni. Na mestima gde su prisutni, badenski sedimenti imaju malu debljinu, sa izuzetkom bušotine

Nakovo (preko 200 m). Sadržaj karbonata u badenskim sedimentima povećava se od istoka ka zapadu i predstavljen je krupnozrnim peščarima u blizini mokrinskih bušotina, konglobrečama – Crna Bara jug, krupnozrnim peščarima, alevrolitima – Terjan, krečnjacima, alevrolitičnim i glinovitim krečnjacima, peskovitim krečnjacima, konglomeratičnim krečnjacima – bušotine Čoke. Sarmatski sedimenti su prisutni samo na jednoj bušotini duž regionalnog profila 1. Na regionalnom profilu 2 (slika 6.6) uočljivo je oplićavanje i smanjenje debljine sedimenata od bušotina Majdana ka bušotinama Padej (u pravcu juga). Sarmatski i trijaski sedimenti prisutni su samo na bušotini Obilićevo, dok su badenski sedimenti mnogo deblji nego duž seizmičkog profila 1 (osim na bušotini Nakovo).

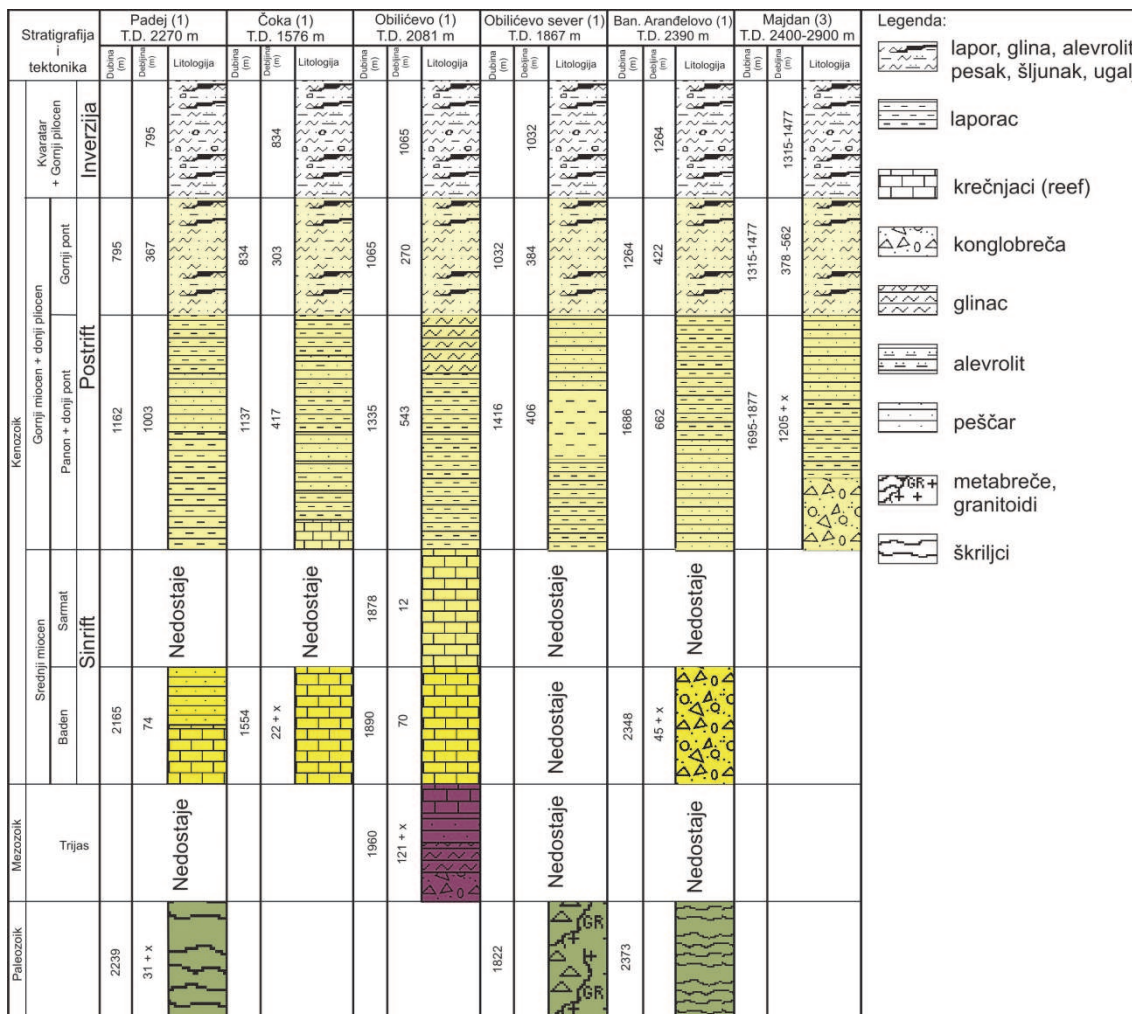


Slika 6.5. Litostratigrafski stubovi bušotina duž seizmičkog profila 1. U zagradi iza naziva mesta dat je broj bušotina korišćenih za izradu geološkog stuba. T.D. (total depth) – konačna dubina.

Badenski sedimenti su deponovani na gotovo celom području severnog Banata. U njihovoj podlozi nalaze se paleozojske ili trijaske stene, dok su u povlati sarmatski, panonski ili pontski sedimenti. Donja granica badena predstavljena je agradacionim rubom (*onlap*), a gornju čini povlatni rub (*toplap*) ili eroziona diskordancija. Badenski sedimenti nisu deponovani na mokrinskim bušotinama, a nisu konstatovani ni na bušotinama Čoka i Obilićevo, gde su verovatno erodovani. Mesto početka deponovanja badenskih sedimenata (seizmički profil 1, slika 6.2.c) verovatno je bilo zapadno od mokrinskih bušotina, gde oni imaju najveću debljinu. Pretpostavlja se da su se sa ovog mesta najstariji badenski sedimenti širili na istok i zapad. Važan uticaj na današnju poziciju ovih sedimenata ima normalni rased sa elementima horizontalne (*strike-slip*) tektonike koji se nalazi zapadno od kikindsko-mokrinskog uzdignuća. Duž ovog raseda badenski sedimenti su spuštene niže u odnosu na njihovu poziciju u trenutku deponovanja (slika 6.2.c). Na osnovu interpretacije seizmičkog profila 2 (slika 6.3) može se zaključiti da su badenski sedimenti počeli da se talože iz pravca juga (Padej) i severa (Majdan) u pravcu centralnog uzvišenja.

Sedimenti sarmata imaju malu debljinu i ograničenu količinu podataka dobijenih istražnim bušenjem, što predstavlja otežavajuću okolnost za njihovo precizno kartiranje. Sarmat je konstatovan na bušotini Obilićevo sever, kao i u blizini majdanskih i mokrinskih bušotina (slike 6.5. i 6.6). U podini sarmata nalaze se stene paleozojske ili badenske starosti, dok su u povlati panonski sedimenti. Razlog nepostojanja ovih sedimenata na određenim mestima je ili njihovo nedeponovanje (slike 6.2.c i 6.3.c) ili erozija (severna strana seizmičkog profila 2, slika 6.3.c). Sarmatski sedimenti imaju najmanju debljinu od svih miocenskih članova. Ipak, pretpostavlja se da je njihovo rasprostranjenje bilo mnogo veće.

Povećanje vertikalnog i lateralnog prostora za zapunjavanje sedimentima, nastalo proširenjem i produbljivanjem depresije Banatskog Arandjelova, dovodi do većeg rasprostranjenja i debljine panonskih i pontskih sedimenata. Iz ovih razloga, panonski sedimenti formiraju agradacioni rub (*onlapiraju*) na paleozojske stene, odnosno trijaske, badenske i sarmatske sedimente.



Slika 6.6. Litostratigrafski stubovi bušotina duž seizmičkog profila 2. U zagradi iza naziva mesta dat je broj bušotina korišćenih za izradu geološkog stuba. T.D. (total depth) – konačna dubina.

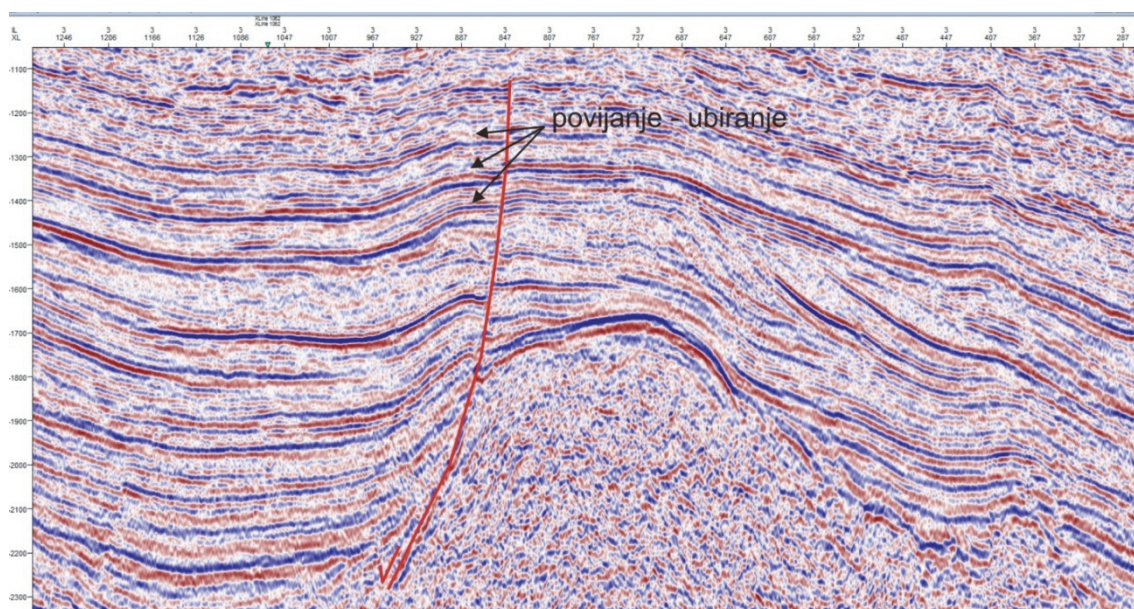
Donja granica panona predstavljena je agradacionim rubom, dok je gornja granica predstavljena ili povlatnim rubom ili erozionom diskordancijom. Pretpostavlja se da su panonski sedimenti prvobitno deponovani između bušotina Crna Bara jug i strukture Mokrin. Oni su se kasnije širili sa istoka i zapada (seizmički profil 1, slika 6.2.c), odnosno juga i severa (seizmički profil 2, slika 6.3.c) u pravcu centra depresije. Sedimenti koji odgovaraju Solnok formaciji nisu deponovani na bušotinama Čoka i Mokrin (slika 6.2), koje se nalaze na strukturnim izdignućima. Na profilu po pružanju (seizmički profil 2), gornja granica Solnok formacije pojavljuje se neposredno zapadno od bušotine Obilićevo sever. Usled kontinuiranog tonjenja depresije Banatskog Arandelova, povlatni sedimenti koji odgovaraju Alde i Ujfalu formaciji (pont), imaju najveće rasprostranjenje i debljinu od svih miocenskih sedimenata. Posmatrajući

debljinu pontskih sedimenata i njihov veliki priliv u to vreme, smatra se da normalni rased koji se nalazi zapadno od mokrinske strukture predstavlja singenetski reaktivirani rased. Iznad pontsa, uvek su deponovani pliocenski i kvartarni sedimenti, što ukazuje na relativno kontinuiranu sedimentaciju koja je zapunila jezero Panon.

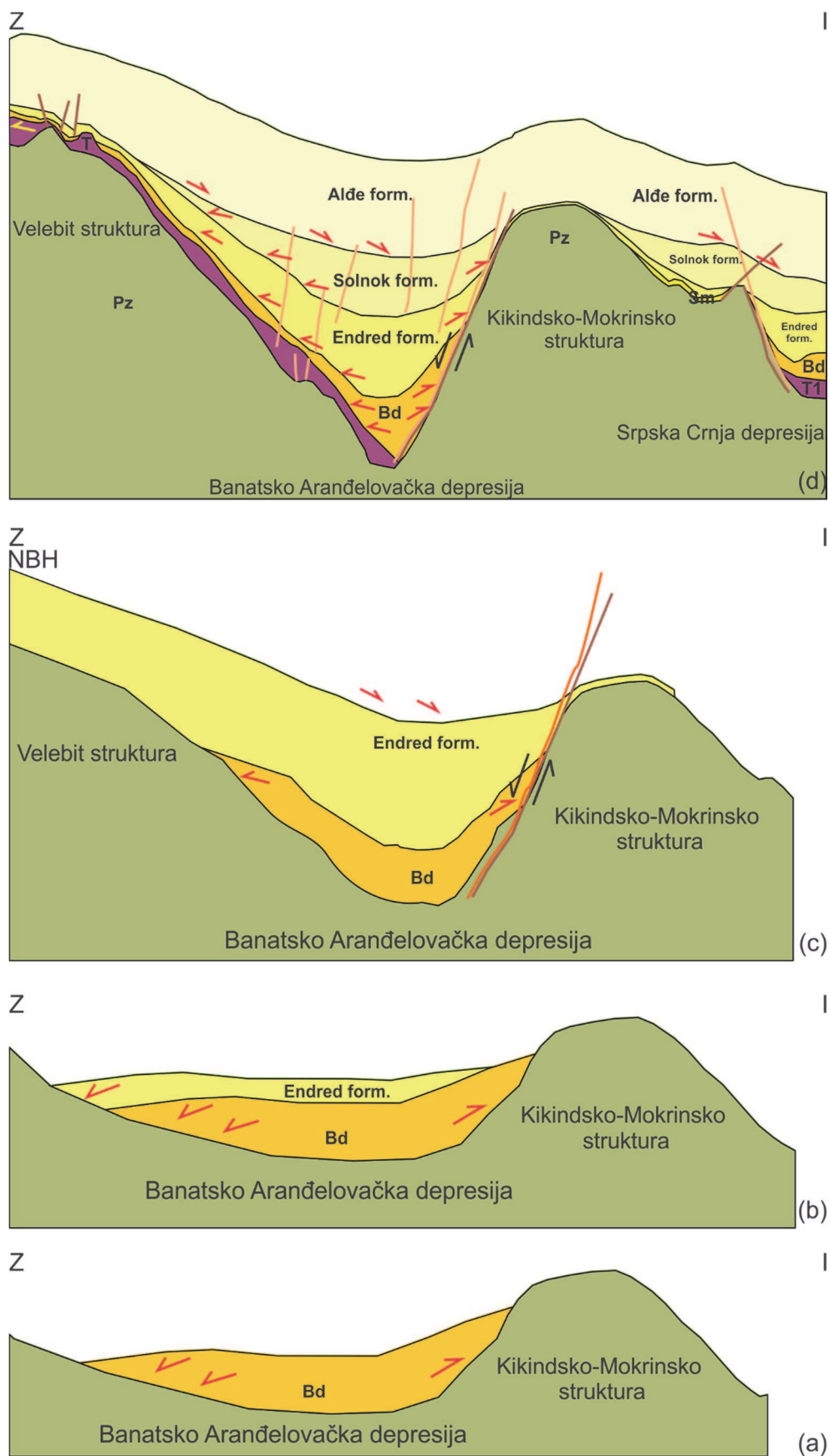
Osim za analizu hronostratigrafskih odnosa, hronostratigrafski dijagrami koriste se i za analizu tektonskih odnosa. Korišćenje ovakvog pristupa potvrdilo je da je prostor severnog Banata pretrpeo strukturnu inverziju. Inverzija je povezana s promenama pravca lokalnog stresa duž horizontalnog (*strike-slip*) raseda koje su počele u najranijem gornjem miocenu (u vreme deponovanja Endred formacije). Ona je kulminirala reversnim iskošavanjem i skraćivanjem depresije Banatskog Arandelova u vreme deponovanja pontskih sedimenata (Ujfalu formacija). Sedimenti koji odgovaraju Alđe formaciji imaju konstantu debljinu čak i preko centralnog dela izrasedanog uzvišenja Čoka (seizmički profil 2, slika 6.3). S druge strane, sedimenti Ujfalu formacije na ovom mestu imaju manju debljinu. Hronostratigrafska interpretacija ukazuje na to da je formiranje centralnog grebena prethodilo njenom deponovanju. Kako su i sedimenti Alđe formacije ispresecani rasedima, očigledno je da je izdizanje i ubiranje Kikinda–Mokrin strukture prethodilo kasnijem deponovanju sedimenata Ujfalu formacije. Ovakav zaključak je u skladu sa postbadenskim vremenom reversnog iskošavanja koje se može videti na seizmičkom profilu 1 (slika 6.2). Ova činjenica potvrđuje kako samu inverziju tako i vreme njenog početka. Trijas, koji nije bio prisutan ili je erodovan na severnim i južnim delovima seizmičkog profila 2 (slika 6.3), u određeno vreme je verovatno bio viši od centralnog grebena. Promene u razviću velebitske strukture (izdignuća severne Bačke) u odnosu na depresiju Banatskog Arandelova (Segedin) mogu biti rezultat promene lokalnog (*simple shear*) stresa povezanog sa promenom trajektorije trans-Banat-bačke dislokacije (Marović *et al.*, 2007). Prisustvo reversnog raseda u podlozi sedimenata (južni deo seizmičkog profila 2) i deo početne inverzije duž glavnog raseda (slika 6.7) pokazuju da se skraćivanje nastavilo posle badena.

Šematski model evolucije velebitskog (bačkog) izdignuća nasuprot depresije Banatskog Arandelova (Banata) prikazan je na slici 6.8.

Tektonska inverzija je imala značajan uticaj na ugljovodonični potencijal, o čemu svedoči podatak da se na ovom prostoru nalaze najveća ležišta ugljovodonika u Srbiji. Iako tektonski događaji sa aspekta naftno-geološkog sistema nisu tema ovog poglavlja, važno je istaći ovakvu geodinamiku, koja je imala uticaja na potencijalne puteve migracije, maturaciju matičnih stena i trapni mehanizam. U zavisnosti od permeabiliteta rasednih površina, migracija i formiranje ležišta ugljovodonika može se očekivati na podinskom bloku ukoliko su rasedi nepermeabilni, odnosno na povlatnom bloku u slučaju permeabilnih raseda.



Slika 6.7. Uvećana rasedna zona prikazana na slici 6.2. (a) Na prisustvo raseda ukazuje diskontinuitet refleksija u tački 847. Takođe, uočava se i povijanje slojeva na rasednoj površini.



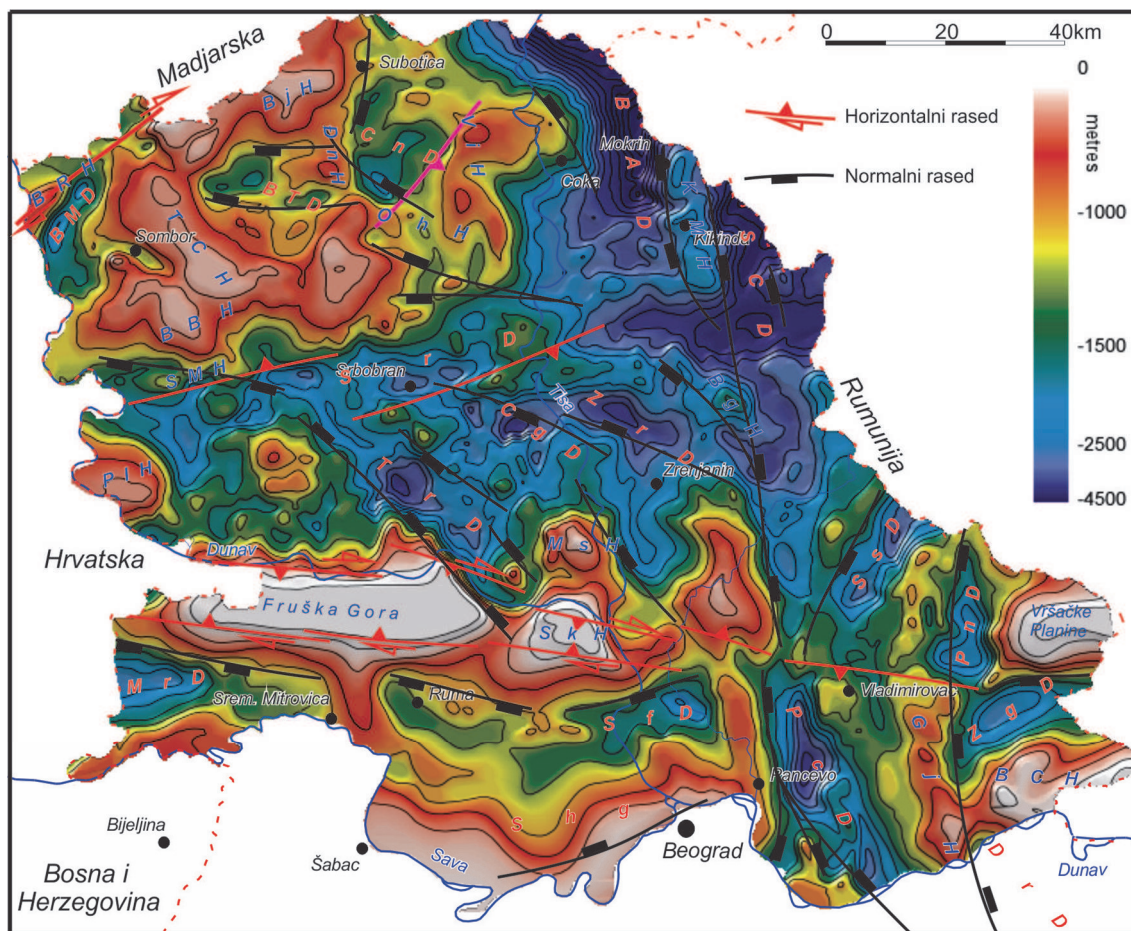
Slika 6.8. Neogena evolucija (a-d) velebitske strukture u odnosu na depresiju Banatskog Aranđelova (prikazana duž seizmičkog profila 1).

TEKTONOSTRATIGRAFIJA I SEKVENCIONA STRATIGRAFIJA

Tektonostratigrafska interpretacija seizmičkih sekcija urađena je u saradnji sa univerzitetima u Amsterdamu (Vrije) i Utrehtu. Ona je obuhvatala određivanje vremena riftogeneze, depozicionih sredina (Prosser *et al.* 1993), izdvajanja tektonskih sistemskih pojaseva (*tectonic system tract*) i analizu promene osnovnog nivoa (*base level*).

Kompleksna geološka građa šireg istražnog prostora ukazuje na to da se na njemu nalaze ključni odgovori na brojna pitanja u vezi sa evolucijom Panonskog basena. Primena tektonostratigrafije omogućava bolje povezivanje prostorne i vremenske evolucije ekstenziona tektonike koja je formirala basen. Podaci dobijeni geološkim istraživanjima omogućili su izradu modela istorije zapunjavanja istočne i jugoistočne margine Panonskog basena. Pored toga, akcenat je stavljen i na rasvetljavanje mogućih efekata mesinske krize saliniteta (MSC) u Panonskom basenu i hipotezu o njegovoj otvorenoj vezi sa Dakijskim basenom.

Panonski basen je zapunjavani sedimentima koji su nastali erozijom susednih izdignutih područja. Postriftni terciarni sedimenti predstavljeni su prelazom od morskih, preko jezerskih, aluvijalnih do kontinentalnih tvorevina. Ovakva sedimentacija praktično obrnuto preslikava sedimente pre početka i u vreme riftogeneze. U ovom poglavlju posebno su obrađeni neogeni sedimenti deponovani u vreme riftogeneze i neposredno posle nje. U svrhu određivanja promene osnovnog nivoa, tektonskih i sedimentacionih odnosa urađen je regionalni seizmički kompozitni profil dužine preko 260 km. Profil pokriva ceo srpski deo Panonskog basena (slika 7.1), od srpsko-mađarske granice do ulaska Dunava u Karpate. Prilikom interpretacije seizmičkog profila (slika 7.2, prilog 1) korišćeni su podaci dobijeni istražnim bušenjem naftnih bušotina i dodatni seizmički profili (Matenco & Radivojević, 2012).



BAD - Banatsko Arandelovo depresija; BBH - Bački Brestovac uzvišenje; BCH - Bela Crkva uzvišenje; BgH - Begejci uzvišenje; BMD - Bački Monoštor depresija; BjH - Bajmok uzvišenje; BTD - Bačka Topola depresija; BzH - Bezdan uzvišenje; CgD - Čurug depresija; CnD - Čantavir depresija; ĐnH - Đurđin uzvišenje; DrD - Drmno depresija; GjH - Gaj uzvišenje; KIH - Kljajićevo uzvišenje; KMH - Kikinda-Mokrin uzvišenje; MrD - Morović depresija; MoH - Morava uzvišenje; MSH - Mošorin uzvišenje; ObG - Obrenovac graben; OhH - Orahovo uzvišenje; PcD - Pančevo depresija; PIH - Plavna uzvišenje; PnD - Plandište depresija; ScD - Srpska Crnja depresija; SfD - Sefkerin depresija; Shg - Sava polugraben; SMD - Stara Moravica depresija; SMH - Srpski Miletić uzvišenje; SrD - Srbobran depresija; SsD - Samoš depresija; TCH - Telčka uzvišenje; TrH - Turija uzvišenje; TrD - Temerin depresija; VIH - Velebit uzvišenje; ZgD - Zagajica depresija; ZrD - Zrenjanin depresija

Slika 7.1. Detaljna karta podloge neogena u severnoj Srbiji. Na karti su prikazane osnovne tektonske strukture, uzvišenja i depresije.

7.1. Sinriftni tercijarni sedimenti

Interpretacijom tektonskih sistemskih pojaseva i korelacijom sa bušotinskim podacima, jasno se uočava da je ekstenzija dijahrona i da se faktor istežanja znatno menjao duž regionalnog profila. Neka područja pretrpela su ekstenziju slabijeg intenziteta, dok su druga pretrpela višefaznu riftogenezu. Najstariji sistem faze maksimalne riftogeneze je donjomiocenske starosti, dok je najmlađi donjopontski.

Tektonostratigrafska analiza ukazuje na to da je ekstenzija počela uglavnom simetričnim deformacijama za vreme donjeg miocena. Početak depozicije obeležen je kontinentalnim sedimentima, što jasno ukazuje na sekvence početka riftogeneze.

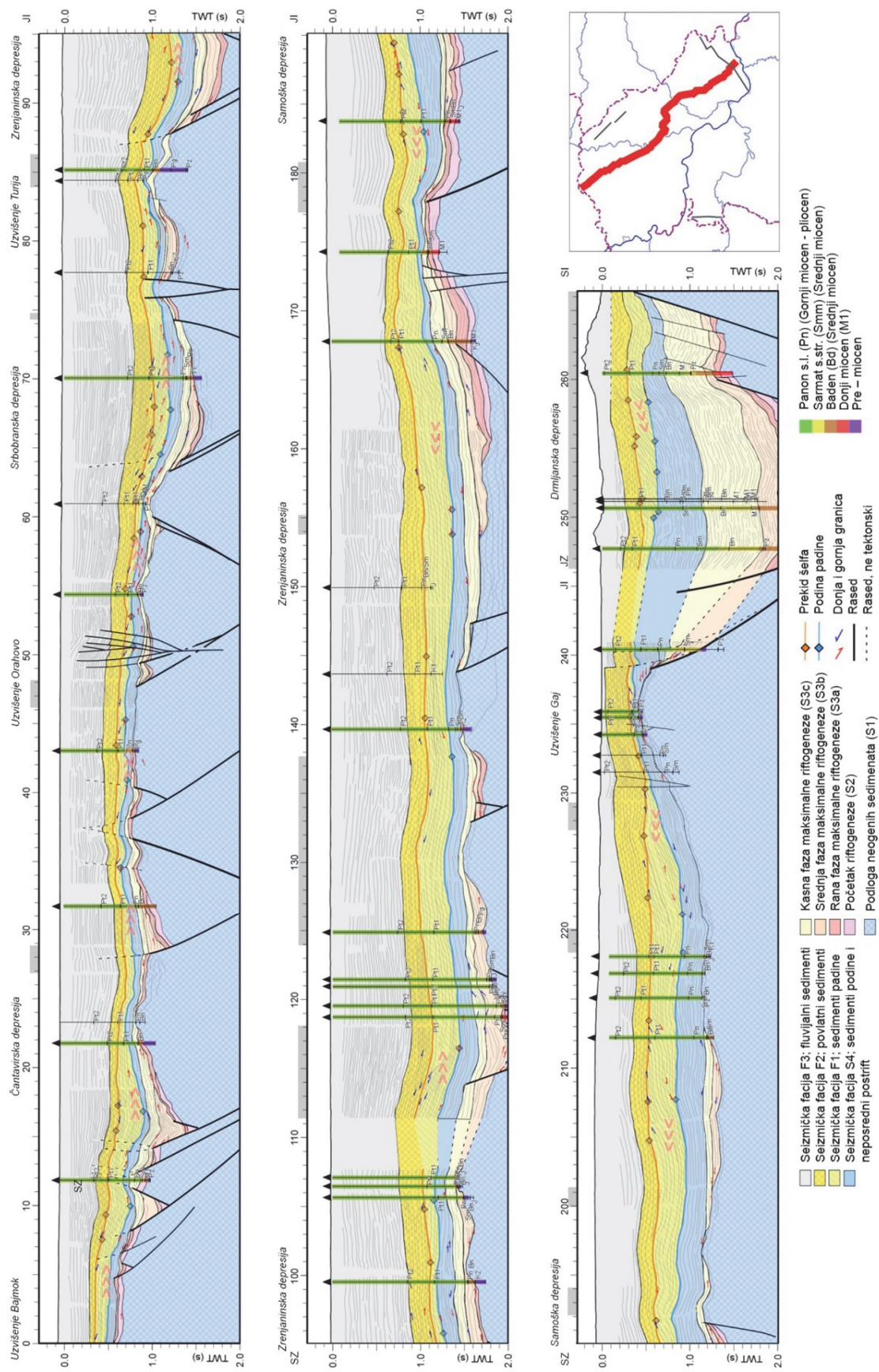
Tokom badena formiraju se novi polugrabeni, koji, za razliku od donjomiocenskih, imaju uglavnom asimetrične deformacije. Tektonska aktivnost koja je započela u donjem miocenu, nastavila se i tokom badena. Deformacije se ovaj put javljaju duž samo jedne grupe raseda koji ograničavaju grabene i imaju pad ka (jugo)istoku. Prelaz od simetričnih ka asimetričnim deformacijama posebno je uočljiv na najdebljim sedimentima faze početka i rane maksimalne riftogeneze. Ovi sedimenti su najčešće simetrični, dok su sedimenti faza srednje i kasne maksimalne riftogeneze najčešće asimetrični.

Prelaz od sinriftne ka postriftnoj fazi postepen je duž celog basena. U nekim grabenima ekstenzija se završila već u badenu, dok je u drugim trajala sve do ponta. U blizini ivica basena, na istoku kod Apuseni planina (Merten, 2011) i jugozapadu, u dravskoj, savskoj i slavonsko-sremskoj depresiji, proces ekstenzije završio se u vreme badena. U području koje se nalazi između margina, završetak ekstenzije odigrao se u vreme sarmata do panona, sa izuzetkom takozvanog „Tisa rifta“ (Tari *et al.*, 1999), čiji se nastavak može uočiti u severnom Banatu (slika 7.2, prilog 1).

7.2. Postriftni tercijarni sedimenti

Dva značajna događaja odigrala su se u vreme postepenog završavanja riftogeneze. Prvi predstavlja izolacija Panonskog basena od Istočnog Paratetisa (Magyar, 1999a; Ter Borgh *et al.*, 2013), a drugi značajna reorganizacija rečnog sistema. Reorganizacija reka u Alpima dovela je do toga da severni drenažni sistem, koji je išao u pravcu Mediterana, počne da otiče u Panonski basen preko paleo-Dunava (Kuhlemann & Kempf, 2002; Kuhlemann, 2007). Kombinacija ova dva procesa dovela je do potpunog zapunjavanja Panonskog basena.

Postriftna faza zapunjavanja basena pod jakim je uticajem faze sinrifta. Reljef formiran tokom riftogeneze bio je sačinjen od više depresija i izdignuća, što je imalo lokalni uticaj na progradaciju. Da bi se sagledao ovaj proces, neophodno je posmatrati ga na široj, regionalnoj skali. Najočigledniji primer nalazi se u pančevačkoj depresiji, južno od istražnog prostora severnog Banata. Progradacija u pančevačkoj depresiji počela je sa zapadne obale i kretala se u pravcu istoka.



Slika 7.2. Kontinuirani seizmički profil od centra do jugoistočne ivice Panonskog basena (Radivojević et al, 2013).

U trenutku dostizanja vrha strukture s druge strane grabena, progradacija menja svoj pravac ka severu sledeći na taj način trend same depresije (slika 7.2, prilog 1). Uticaj sinrifta vidi se i na mestima debelih riftnih sekvenci, gde se, pod uticajem diferencijalne kompakcije, iznad grabena formira dodatni prostor za zapunjavanje sedimentima. Dodatni prostor za zapunjavanje sedimentima formira se i aktivnim termalnim tonjenjem. Budući da se proces ekstenzije nije završio istovremeno u celom basenu, početak postriftna faze je dijahron. Sve ove činjenice moraju se imati u vidu da ne bi došlo do pogrešne interpretacije osnovnog nivoa basena.

7.3. Tektonostratigrafija regionalnog geološkog profila

U najstarijim neogenim sedimentima, u (polu)grabenima formiranim u toku početne faze ekstenzije, mogu se izdvojiti tektonski sistemski pojasevi (Prosser, 1993). Iznad preriftne sekvence (S1) nalazi se sistemski pojas početka riftogeneze (S2), koji je čest u dubljim delovima (polu)grabena. Sekvence generalno imaju klinoliku geometriju, s tanjim delom klina na podinskom bloku raseda i većom debljinom sedimenata na samom rasedu. Seizmički zapis unutar sekvence obično je loš, a na mestima gde je prisutan ima brežuljkastu geometriju u blizini raseda. Ovaj sistemski pojas nije utvrđen na svim (polu)grabenima i može biti povezan s trenutkom početka riftogeneze u određenom grabenu. On suštinski predstavlja sistemski pojas početka riftogeneze formiran u kontinentalnoj/aluvijalnoj sredini (Prosser, 1993). Iz tih razloga, u slučaju da je proces riftogeneze počeo u trenutku kada je ovaj region već „potopljen“, ovaj sistemski pojas je veoma teško razdvojiti od sistemskog pojasa faze rane maksimalne riftogeneze.

Osim sistemskog pojasa početka riftogeneze, izdvojeni su rani (S3a), srednji (S3b) i kasni (S3c) sistemski pojas maksimalne riftogeneze. U grabenima sa manjim tonjenjem, jedan ili više ovih sistemskih pojaseva može izostati. Oni se verovatno nalaze ispod nivoa seizmičke rezolucije, tako da njihovo izdvajanje nije bilo moguće. Sistemski pojas rane maksimalne riftogeneze obično se završava progradacionim rubom na pretercijarne formacije ili na sistemski pojas početne riftogeneze. U drugom slučaju, razlika između sistemskih pojaseva jasno je uočljiva na seizmičkim sekcijama. Sedimenti rane maksimalne riftogeneze obično su prisutni samo u dubljim delovima grabena. Razlozi njihovog odsustva jesu to što graben još nije dostigao svoju konačnu veličinu u trenutku

depozicije i što je brzina tonjenja znatno veća od agradacije. Od tri sistemski pojasa faze maksimalne riftogeneze, rani obično ima najtanje sedimente.

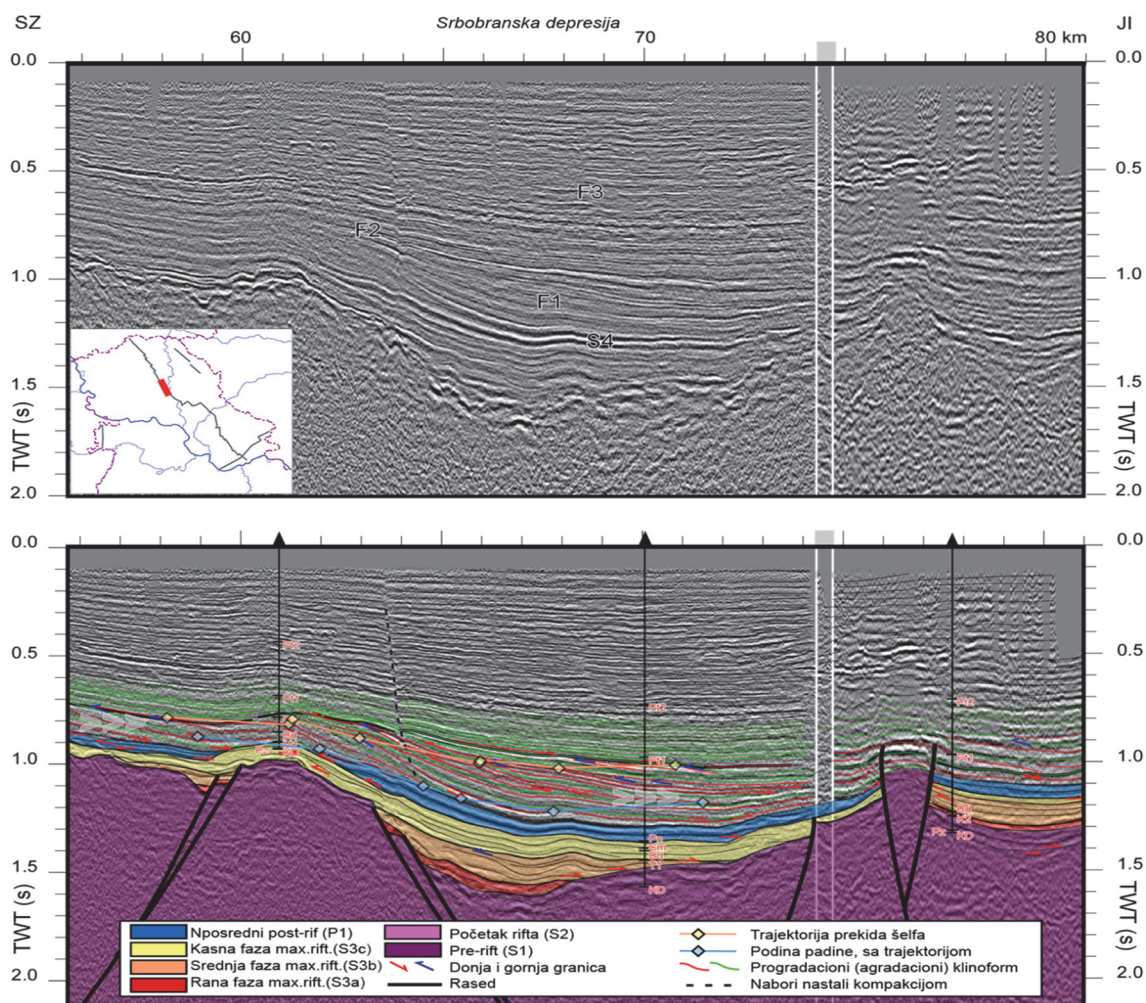
Donja granica sistemskog pojasa faze srednje maksimalne riftogeneze obeležena je refleksijama progradacionog ruba (*downlap*) na podinski sistemski pojas (slika 7.2, prilog 1). U velikim grabenima, izgled seizmičkih refleksija često je divergentan u pravcu rasedne površine tako da one imaju oblik klina. Usled aktivnog rasedanja sedimenti su često veoma iskošeni.

Sistemski pojas faze kasne maksimalne riftogeneze (S3c) razlikuje se od pojasa faze srednje maksimalne riftogeneze (slika 7.2, prilog 1) po širenju sedimentacije na (često delimično erodovan) podinski blok. Pored toga, u sistemskom pojasu faze kasne maksimalne riftogeneze iskošavanje sedimenata je manje nego ranije i sedimenti zapunjavaju veći deo preostalog prostora za deponovanje.

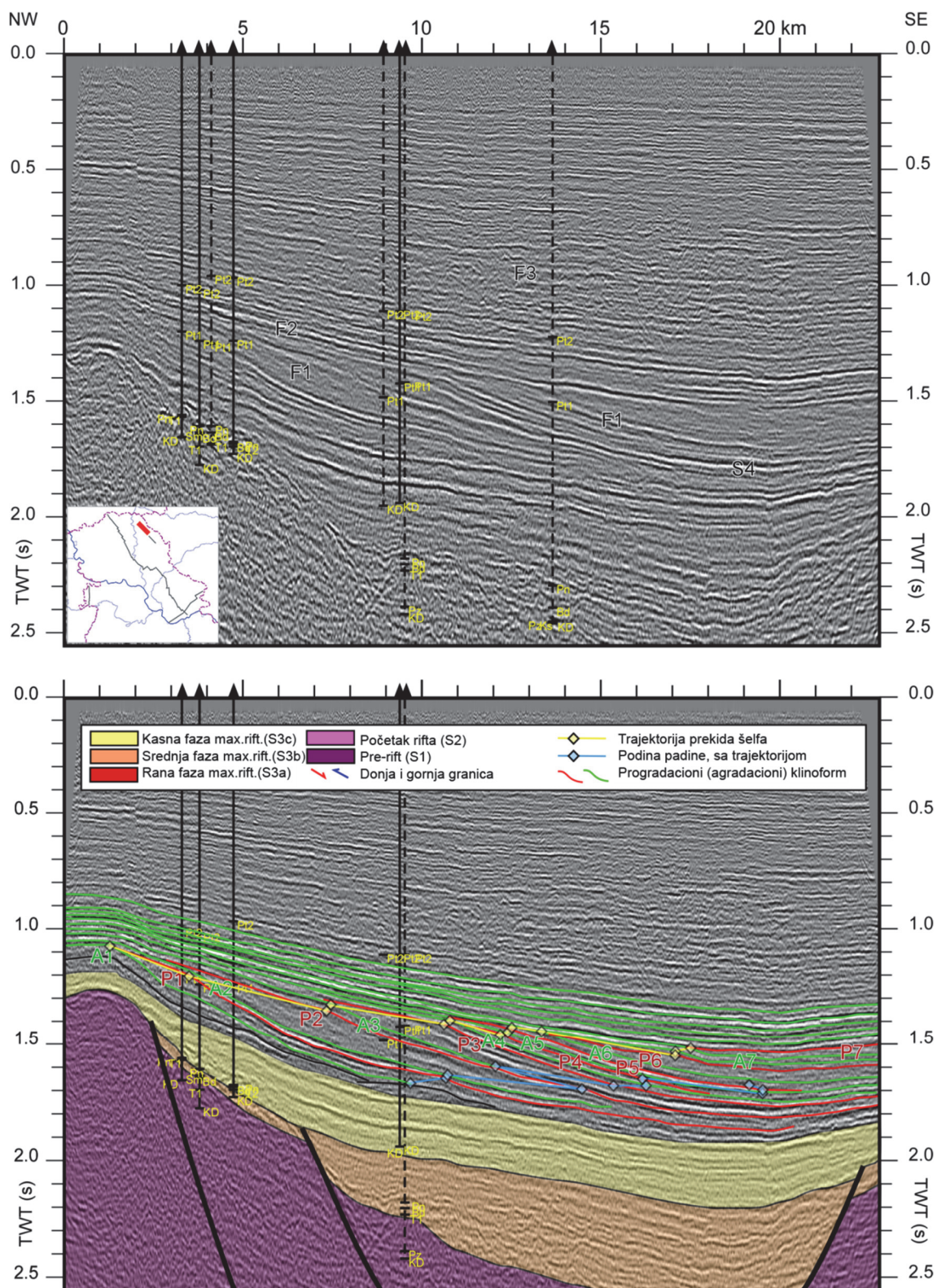
Postriftni tercijarni sedimenti predstavljeni su progradirajućim deltnim sistemom. Na slici 7.2. (prilog 1), označene su facije donjeg (*bottomsets*, S4), prednjeg (*foresets*, F1) i gornjeg dela delte (*topsets*, F2). Facije S4 i F1 razdvojene su donjim delom padine (*base of slope*), a F1 i F2 prekidom šelfa (*shelf break*). Zapunjavanje jezera Panon završeno je u trenutku spajanja dva deltna sistema (negde oko 140 km na profilu, slika 7.2, prilog 1). Termalno tonjenje nastavilo se i nakon što je jezero zapunjeno, tako da je na ovom prostoru deponovano i do 1 km fluvijalnih sedimenata.

U postriftnim tercijarnim sedimentima identifikovane su brojne sekvence. Prva (P1) ima gotovo uniformnu debljinu duž profila, sa izuzetkom krajnjeg jugoistočnog dela u blizini Karpata, gde je njegoa debljina veća (slika 7.2, prilog 1). Reflektori u ovoj jedinici uglavnom su paralelni i kontinuirani i mogu se korelisati sa Endred formacijom predstavljenom dubokovodnim sedimentima (Juhász *et al.*, 2007). Druga sekvenca (P2) razlikuje se od povlatnih jedinica po unutrašnjoj konfiguraciji refleksija. Na mnogim mestima sigmoidna konfiguracija refleksija ukazuje na progradaciju (slike 7.3. i 7.4), koja se uočava duž celog profila. Progradacija ide od oboda profila ka njegovom centru, koji se nalazi između 65 i 160 km na regionalnom profilu (slika 7.2, prilog 1). Progradaciona sekvenca može biti korelisana sa Alde (*slope* – padina) i Solnok formacijama (turbiditni jezerski tokovi), koje su definisane u severozapadnim delovima Panonskog basena

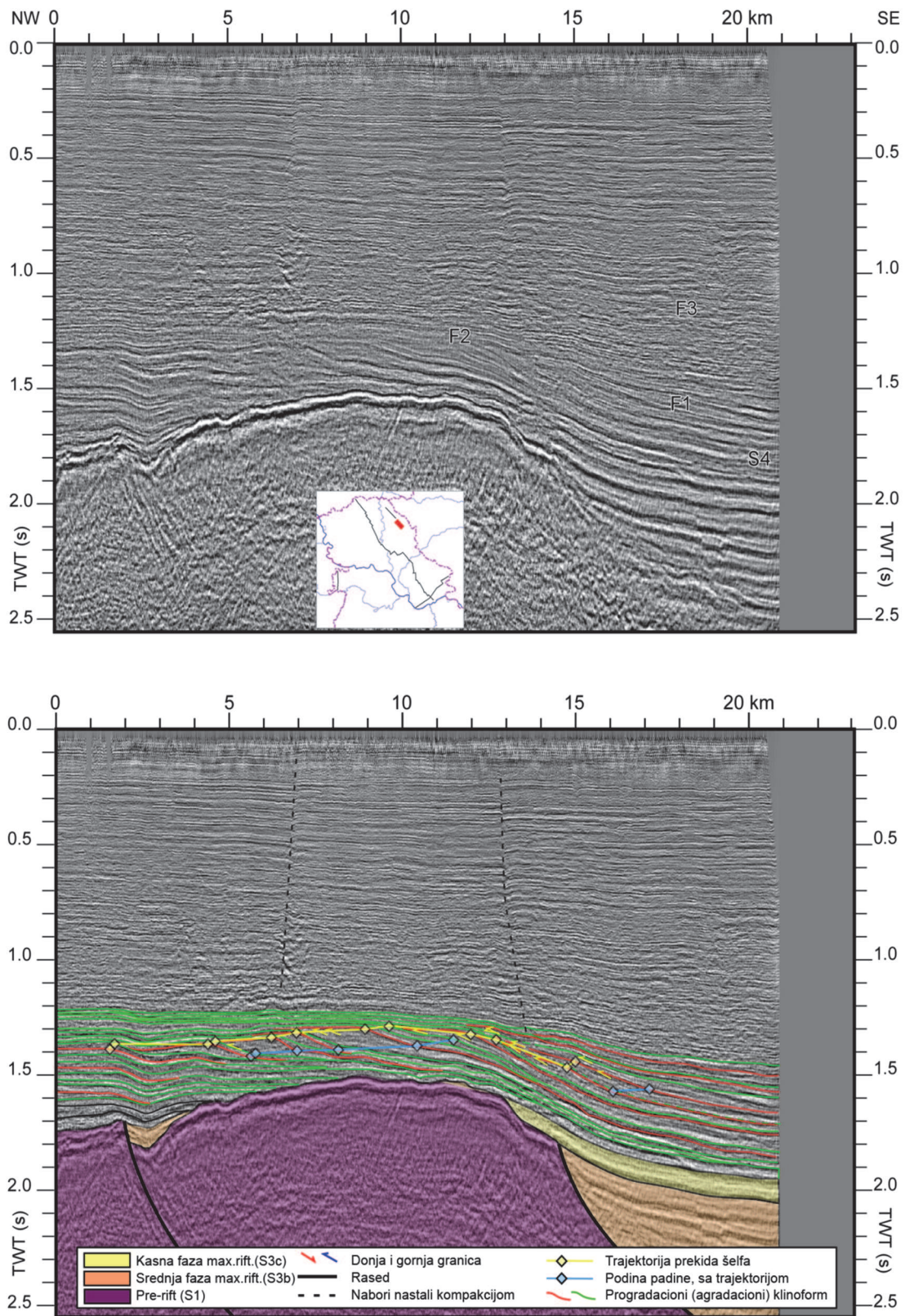
(Juhász *et al.*, 2007). Treća sekvenca (P3) prisutna je samo u najdubljim centralnim delovima regionalnog profila, između 63 i 76 km, i 90 i 165 km u zrenjaninskoj depresiji (slike 7.2. (prilog 1) i 7.3). Reflektori koji progradiraju u pravcu jugoistoka, između 0 i 120 km uglavnom su dobro definisani, dok je na oko 120 km prisutna grupa haotičnih refleksija. Ove refleksije, koju su formirane uz normalni rased, verovatno vode poreklo od masivnih tokova (*mass flow*). Refleksije progradacionih serija u pravcu severozapada slabije su definisane i više haotične usled smetnji u seizmičkom zapisu. Sekvenca P3 takođe se može korelisati sa Alde i Solnok formacijama. Podloga završne sekvence (P4) uglavnom se sastoji od kontinuiranih refleksija velike frekvencije. Za razliku od podinskih jedinica, u ovoj sekvenci nije prisutna progradacija, dok seizmičke refleksije u pravcu povlate postaju više diskontinuirane. Donji deo sekvence može biti korelisan sa Ujfalu formacijom deltnih i priobalnih sedimenata, dok gornji deo odgovara fluvijalnim sedimentima Zádva formacije.



Slika 7.3. Deo profila sa slike 7.2, između 55 i 82 km. Neinterpretirani (gore) i interpretirani seizmički profil (dole).



Slika 7.4. Progradaciona sekvenca u depresiji Banatskog Arandelova (Segedin) na kojoj je prikazana smena progradacionih (P1–P7) i agradacionih kliniformi (A1–A7). Od jedinice P6 pa navise, oblik prednjih delova delte (foreset) postaje manje uočljiv. Pretpostavlja se da je razlog tome postepena promena pravca progradacije ka dubljim delovima depresije. Neinterpretirani (gore) i interpretirani seizmički profil (dole).



Slika 7.5. Progradaciona sekvenca u depresiji Banatskog Arandjelova (Segedin). Neinterpretirana (gore) i interpretirana seizmička sekcija (dole).

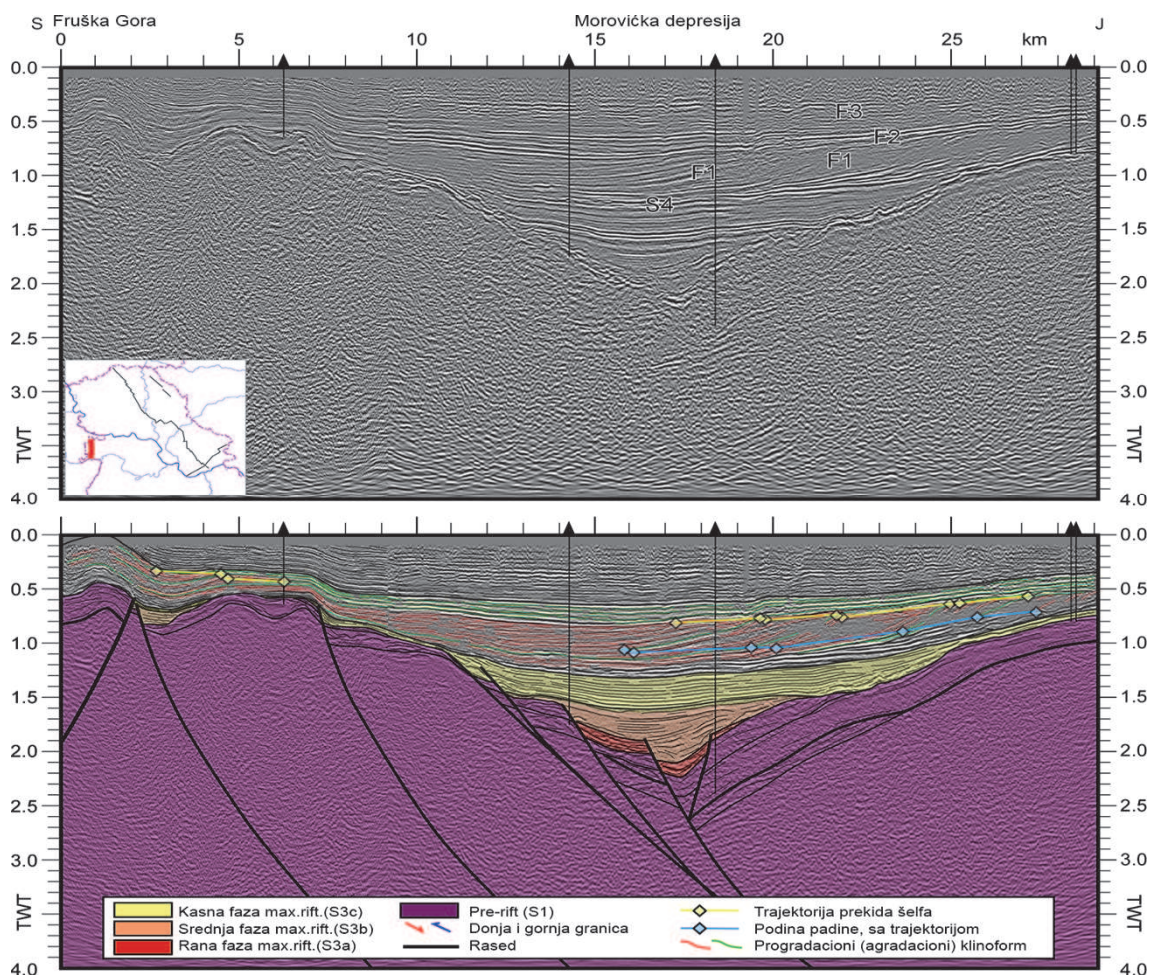
7.4. Progradacioni model Panonskog basena

U centralnim delovima basena sedimentacija se odvijala u dubokovodnim uslovima. Istovremeno, deltni sistem počinje da zapunjava basen prinosom sedimenata s njegovih oboda. Facije dijahronih progradirajućih delti grupisane su u jedinicama P1, P2 i P3. Završnu fazu progradacije predstavljalo je potpuno zapunjavanje Panonskog basena. Progradirajuća jedinica znatno je deblja u zrenjaninskoj depresiji i depresijama Banatskog Arandelova i Srpske Crnje, odnosno na mestima gde je ekstenzija bila aktivna u vreme panona *sensu stricto* (Matenco & Radivojević, 2012). Ova ekstenzija je mlađa (kasnija) od badensko-sarmatske maksimalne riftogeneze u većini drugih grabena.

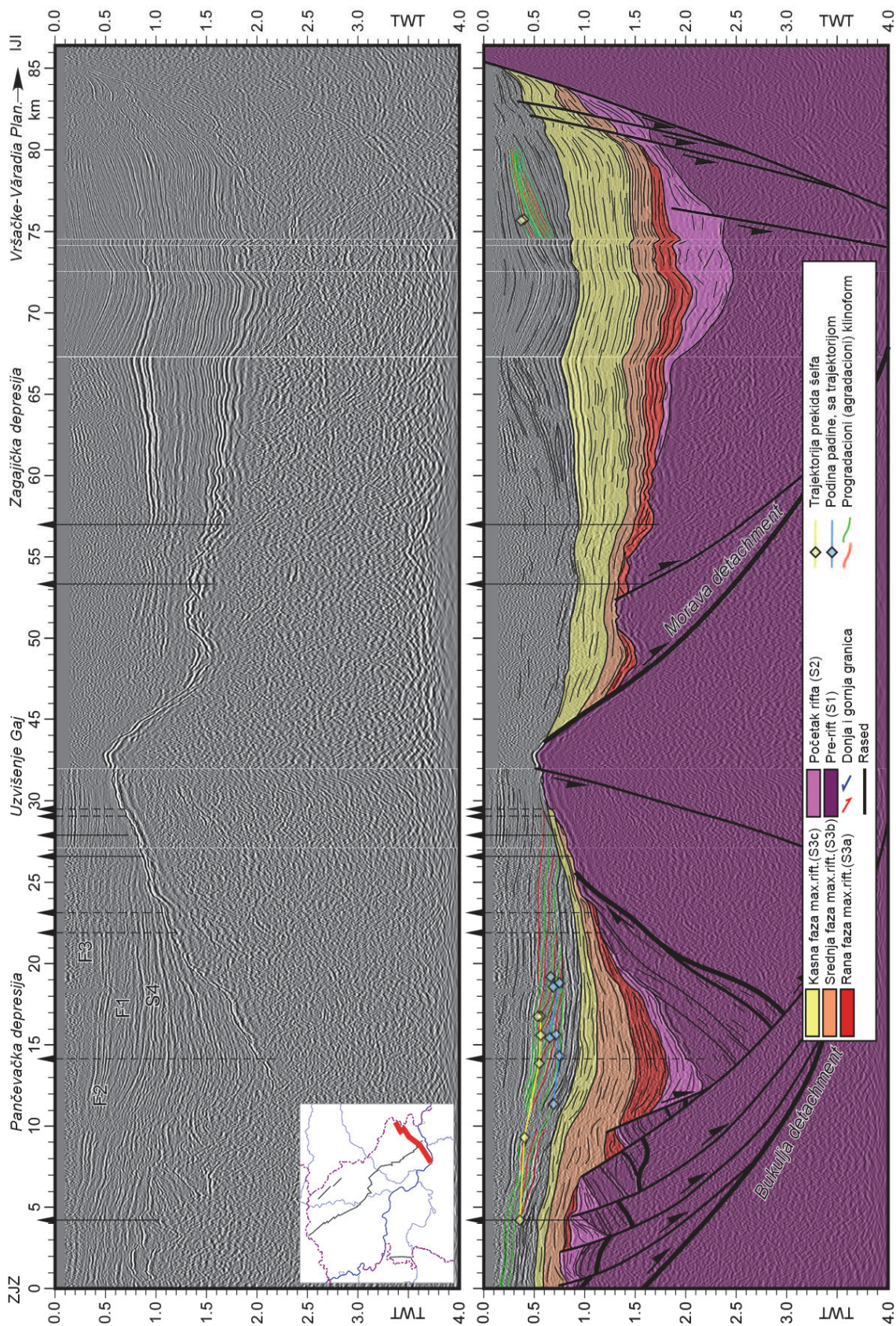
Prinos progradacionih sedimenata odvijao se sa orogenih područja koja su okruživala basen. Većina sedimenata je transportovana u basen paleo-Dunavom kao glavnim izvorom snabdevanja sedimentima (Magyar *et al.*, 2013). Iz tih razloga, progradacija je u većini basena napredovala iz pravca severozapada ka jugoistoku. Progradacija Dunava počela je pre 10 miliona godina, a starost progradirajućih sedimenata u blizini Subotice je 5,7–5,3 miliona godina (Magyar *et al.*, 2013). Prednji delovi delte (*foresets*) koji imaju visinu od više stotina metara predstavljaju rezultat progradacije šelfa. Prinos sedimenata u basen odvijao se uz pomoć deltnog sistema koji se nalazio na šelfu. Gravitacioni masivni tokovi transportovali su materijal duž šelfa sve do 30 km od njegove ivice (Sztano *et al.*, 2013).

Na osnovu podataka iz Mako troga (depresije Srpske Crnje) (Sztano *et al.*, 2013) i sa zapadne ivice basena (Uhrin & Sztano, 2012) nedavno je predložen novi sedimentološki model zapunjavanja Panonskog basena. Na ivicama basena sedimentacija pokazuje smenu deponovanja agradacionih i progradacionih klinotema. Rezultat progradacije predstavljalo je pomeranje severozapadnog oboda jezera Panon ka jugoistoku. Međutim, Mako trog (depresija Srpske Crnje) i zapadna ivica basena ne moraju biti reprezentativne za ceo basen. U oba slučaja, one predstavljaju depoziciju za koju je odgovoran paleo-Dunav, dok su drugi delovi basena zapunjavani materijalom transportovanim drugim rečnim tokovima. Zbog toga je bilo neophodno proveriti da li se model paleo-Dunava može primeniti na druge delove basena. Na osnovu analize šireg istražnog prostora, konstatovano je da su i južne i jugoistočne margine jezera Panon takođe migrirale u pravcu basena. Iako je izvor sedimenata (Dinaridi i Karpati – slika 7.2, prilog 1) različit, geometrije progradirajućih tela su iste (slike 7.3–7.7). Ovo ukazuje na to da se sedimentacija sa ovih margina odvijala u istom stilu, što ima veliki značaj za povezivanje Panonskog i Dakijskog basena. U ranijim

istraživanjima sugerisano je da je veza između dva basena formirana kao rezultat mesinske krize saliniteta (MSC) pre oko šest miliona godina (Suc *et al.*, 2011; Csato *et al.*, 2013). Međutim, na osnovu geološkog modeliranja zaključeno je da se pad osnovnog nivoa u Panonskom basenu (kao posledica MSC) može očekivati samo ukoliko je veza sa Dakijskim basenom već postojala pre nje (Leever *et al.*, 2011). Interpretacijom seizmičkih sekcija na širem istražnom prostoru ova veza nije uočena. Progradacija sa jugoistoka sučeljava se sa onom iz pravca severa i severoistoka pre oko četiri miliona godina (Magyar *et al.*, 2013). Očigledno je transport sedimenata u tom trenutku i dalje bio usmeren ka najdubljim delovima basena. Iz ovoga je moguće zaključiti da u to vreme ne postoji značajna veza u pravcu Dakijskog basena, pošto bi ona verovatno dovela do reorganizacije rečne mreže. Međutim, moguće su povremene kratkotrajne veze koje omogućavaju endemskoj panonskoj fauni da migrira u Dakijski basen (Magyar & Sztanó, 2008).



Slika 7.6. Progradaciona sekvencija u pravcu severa u morovičkoj depresiji. Neinterpretirana (gore) i interpretirana seizmička sekcija (dole).



Slika 7.7. Progradaciona sekvencija između Beograda i Karpatu. Progradacija u pančevačkoj depresiji kretala se od zapada ka istoku u pravcu centra depresije. Između 15 i 30 km prednji delovi delte (foreset) postaju manje izraženi verovatno zbog promene pravca transporta usled gotovo potpunog zapunjavanja.

7.5. Intramesinska diskordancija u južnom delu Panonskog basena

Tokom gornjeg miocena – mesin, Mediteran je bio izolovan od Atlantskog okeana. Posledice izolacije predstavljaju veliki pad osnovnog nivoa vode, pojava regionalnih diskordancija i široko rasprostranjenje evaporita (Hsü *et al.*, 1973). U naučnim krugovima već dugo traje rasprava o efektima mesinske krize saliniteta (MSC) u Panonskom basenu. Interpretacijom seizmičkih profila na širem istražnom prostoru nije konstatovano prisustvo regionalne erozije diskordancije u postriftnim sedimentima. Ova činjenica predstavlja glavnu razliku između južnih i severnih delova Panonskog basena gde je prisutna znatna lokalna diskordancija (Csato, 1993; Juhasz *et al.*, 1999). Ostaje nerešeno pitanje da li ova diskordancija predstavlja rezultat pada nivoa usled mesinske krize saliniteta ili lokalnog izdizanja usled inverzije (Juhasz *et al.*, 2007; Magyar & Sztanó, 2008; Csato *et al.*, 2013).

Odsustvo regionalne diskordancije, u južnom delu basena, pokazuje da je pad nivoa vode u Panonskom basenu povezan sa MSC mogao u najboljem slučaju imati malu amplitudu. Iako je inverzija u južnom delu Panonskog basena bila manje intenzivna nego na severu, efekat pada nivoa vode u jezeru nije bio dovoljno velik da bi proizveo diskordanciju. Dodatni argument predstavlja i mesto povezivanja Panonskog i Dakijskog basena. Pad nivoa vode u jezeru uticao bi na reorganizaciju drenažnog sistema u pravcu basena. Šire istražno područje nalazi se u blizini mesta spajanja oba basena, tako da bi ovaj efekat trebalo da bude još intenzivniji nego u centralnim delovima basena. Ipak, prisustvo erozije ili promene pravca progradacije nedostaje, pošto se progradacija nastavlja u pravcu centra basena sve do njegovog potpunog zapunjavanja.

Postavlja se pitanje da li treba u potpunosti odbaciti ideju o padu osnovnog nivoa u Panonskom basenu koji je sličan onom u Dakijskom basenu (200 metara, Leever *et al.*, 2010). Ukoliko intenzitet pada osnovnog nivoa nije bio veći od intenziteta tonjenja, nije bilo moguće očekivati da će doći do erozije. Imajući ovu činjenicu u vidu, jednosmerna konekcija basena dobija na značaju. Osim činjenice da se izmena faune i vode odigravala samo u jednom smeru, postoji i druga značajna razlika između jednosmerne i uzajamne veze između basena. U slučaju uzajamne veze, smanjenje osnovnog nivoa u bilo kom od basena odmah bi uticalo na nivo u drugom

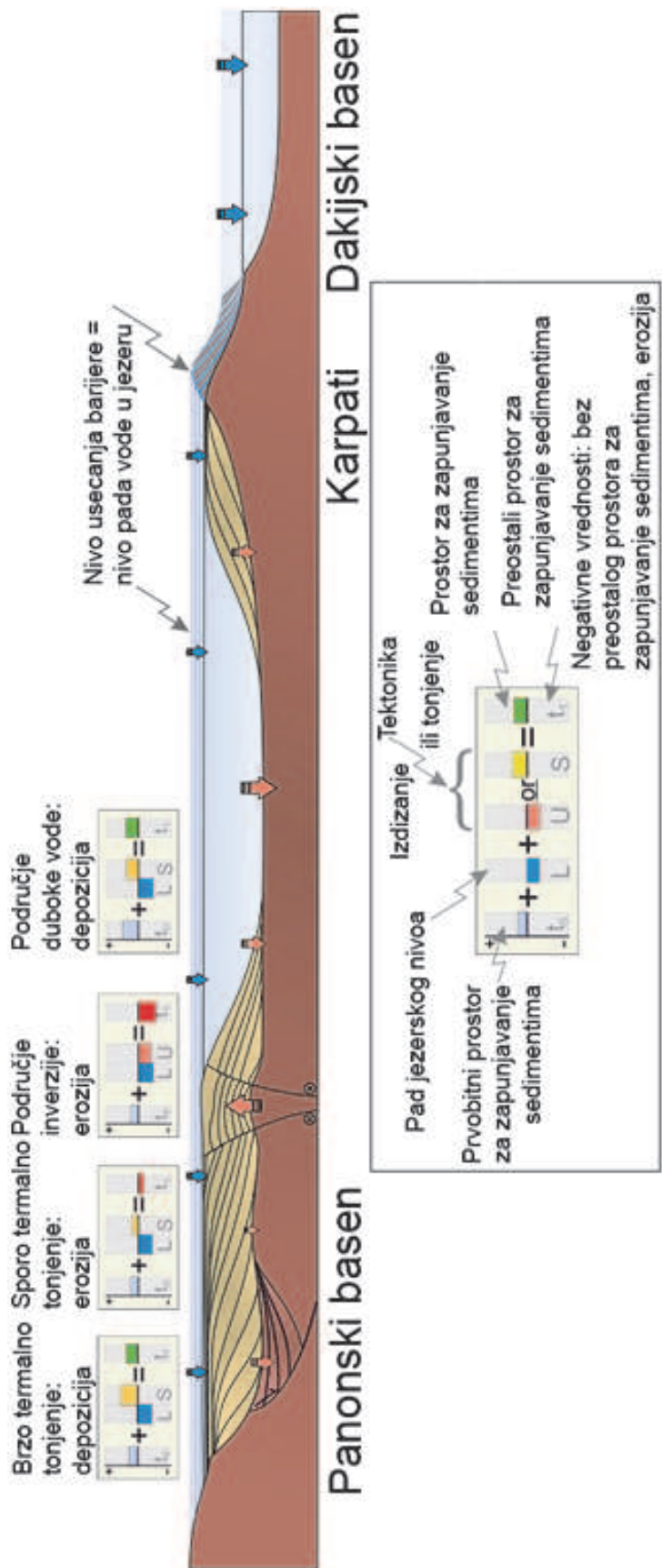
basenu sve do trenutka njihovog potpunog odvajanja. Međutim, u slučaju jednosmerne (fluvijalne) konekcije, smanjenje nivoa u nizvodnom basenu imalo bi samo indirektan uticaj, pošto bi reka koja teče duž barijere počela da izjednačava nivo vode u nizvodnom basenu. S vremenom, to bi dovelo do postepenog pada u uzvodnom basenu (slika 7.8, prilog 2).

Na slici 7.8. (prilog 2), prikazan je odnos između litostratigrafskih procesa i veza između Panonskog i Dakijskog basena. Pad nivoa vode doveo bi do usecanja reke koja povezuje ova dva basena. Usecanje reke bi dovelo do postepenog smanjenja jezerskog nivoa u Panonskom basenu. Intenzitet pada jezerskog nivoa ograničen je dubinom usecanja. Osim pada jezerskog nivoa, na zapreminu prostora za zapunjavanje (*accommodation space*) utiču i litosferski procesi. Usled aktivnih litosferskih procesa, ne može doći do smanjenja nivoa vode i formiranja diskordancije u slučaju znatnog termalnog tonjenja. Do formiranja diskordancije došlo bi u slučaju malog nivoa termalnog tonjenja i ograničenog prostora za zapunjavanje sedimentima, kao i u područjima aktivne inverzije. Na područja koja imaju znatno veću dubinu vode, ovi faktori nemaju znatniji uticaj.

7.6. Implikacije na stratigrafiju Paratetisa

Potpuno razumevanje evolucije Paratetisa nije moguće bez korelacije sedimenata različitih basena. Korelacija na prostoru Panonskog basena veoma je kompleksna. Posebno je problematična korelacija sedimenata deponovanih u poluizolovanim i izolovanim delovima gde je razvijena endemska fauna s potpunim odsustvom globalnih biostratigrafskih markera. Endemska fauna je često ograničena na delove basena budući da nisu svi delovi Paratetisa izolovani u isto vreme. U ovakvim slučajevima, ne samo što nedostaje korelacija sa globalnom vremenskom skalom već ostaje nejasna i korelacija sa ostalim basenima Paratetisa.

Nemogućnost jasne i opšteprihvatljive korelacije dovodi do različitih gledišta i definicija regionalnih katova Paratetisa. Na primer, sarmat kao regionalni kat, koristi se i u Centralnom i u Istočnom Paratetisu, ali pokriva različite vremenske intervale svakog basena (Rögl, 1999; Papaianopol *et al.*, 1995; Vasiliev *et al.*, 2004; Ter Borgh *et al.*, 2013).



Slika 7.8. Odnos između litostratigrafskih procesa i MSC pada morskog nivoa u Dakijskom basenu (Radivojević et al., 2013).

U Centralnom Paratetisu, nakon sarmata sledi panon, za koji postoje dve definicije. Prema prvoj definiciji, panonski kat (*sensu lato*, Roth, 1879) grubo pokriva period od izolacije basena do njegovog potpunog zapunjavanja (Magyar *et al.*, 1999a; Piller *et al.*, 2007). Prema drugoj definiciji, isti period je podeljen na dve faze: panon *sensu stricto* i pontski kat (Stevanović *et al.*, 1990; Rögl, 1996; Rundić *et al.*, 2011). Pontski kat je originalno definisan u Istočnom Paratetisu i kasnije uveden u Centralni Paratetis na osnovu biostratigrafske korelacije. Upotreba pojma pont u Centralnom Paratetisu je kontroverzna. Glavni argument predstavlja činjenica da pontski sedimenti Centralnog Paratetisa u suštini delimično prethode pontu Istočnog Paratetisa (Magyar, 1999a; Piller *et al.*, 2007). U cilju prevazilaženja ovog problema, ponuđena su različita rešenja, koja idu od uvođenja nove faze između panona *sensu stricto* i pontu, sve do napuštanja korišćenja pojma pont u Centralnom Paratetisu (Sacchi *et al.*, 1997, 1999). Prilikom seizmogeološke interpretacije prostora severnog Banata korišćeni su industrijski nazivi za povlate formacija panon *sensu stricto*, donji i gornji pont. Interpretirani regionalni profili omogućavaju nam da uvidimo vrednost korišćenja ovakve podele. Na osnovu interpretiranih profila (slike 7.2–7.4) postaje očigledno da su granice u suštini vremenski transgresivne. Povlata donjeg pontu grubo koincidira s povlatom klinoforni (P2), dok povlata gornjeg pontu odgovara prelazu između gornjih delova delte (*topset*) (P3) i pravih fluvijalnih sedimenata (P4). Korelacija između panona *sensu stricto* i donjeg pontu manje je očigledna i ovaj marker se obično nalazi u okviru donjih delova delte (*bottomset*) (P1). Na osnovu ovoga može se zaključiti da je ovakva podela korisna za određivanje ekozona i facija, ali je ne treba koristiti u hronostratigrafske svrhe.

PALEOGEOGRAFSKA REKONSTRUKCIJA PROSTORA SEVERNOG BANATA ZA VREME MIOCENA

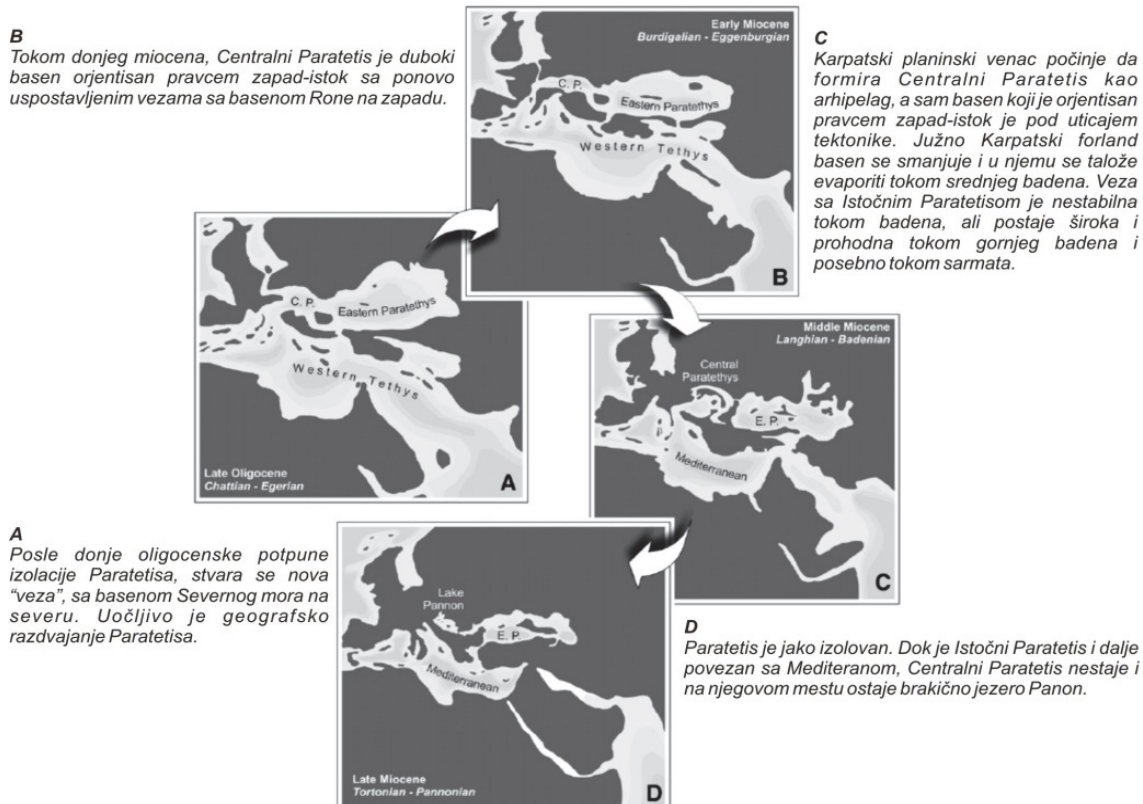
Paleogeografska rekonstrukcija severnog Banata može se sagledati samo ako se imaju u vidu globalna dešavanja na prostoru Evrope. Najznačajniji neogeni paleogeografski elementi na prostoru nekadašnjeg Panonskog basena jesu Centralni Paratetis i jezero Panon.

8.1. Centralni Paratetis

Kretanje Afrike u pravcu severa (Kovač *et al.*, 1997; Márton *et al.*, 2003, 2006; Seghedi *et al.*, 2004; Márton, 2006; Piller *et al.*, 2007) imalo je jak uticaj na Evroaziju. Za vreme kenozoika paleogeografija Evroazije menjala se od široko rasprostranjenih marinskih oblasti, preko arhipelaga, sve do velikih kopnenih područja. Povećan stepen kontinentalizacije dešavao se istovremeno sa formiranjem Alpskog planinskog venca. Na granici eocen–oligocen, pomeranje Afrike ka severu i subdukcija evropske ploče doveli su do nestanka drevnog okeana Tetisa (Baldi, 1980; Harzhauser *et al.*, 2002; Piller *et al.*, 2007; Harzhauser & Piller, 2007). Mediteran i evroazijsko Paratetisko more (slika 8.1) predstavljaju naslednike Tetisa.

Prvi miocenski član na prostoru severnog Banata predstavljaju neraščlanjeni aluvijalno-jezerski kontinentalni sedimenti donjeg miocena. Paleogeografsko razviće sedimenata donjeg miocena veoma je ograničeno i on je konstatovan na samo tri bušotine na krajnjem jugu istražnog prostora. Donjomiocenski sedimenti inače su široko rasprostranjeni na prostoru Vojvodine, uglavnom u njenom južnom i zapadnom delu. Stratigrafski položaj ovih sedimenata bez fosilnih ostataka određen je na osnovu analogije sa susednim prostorima.

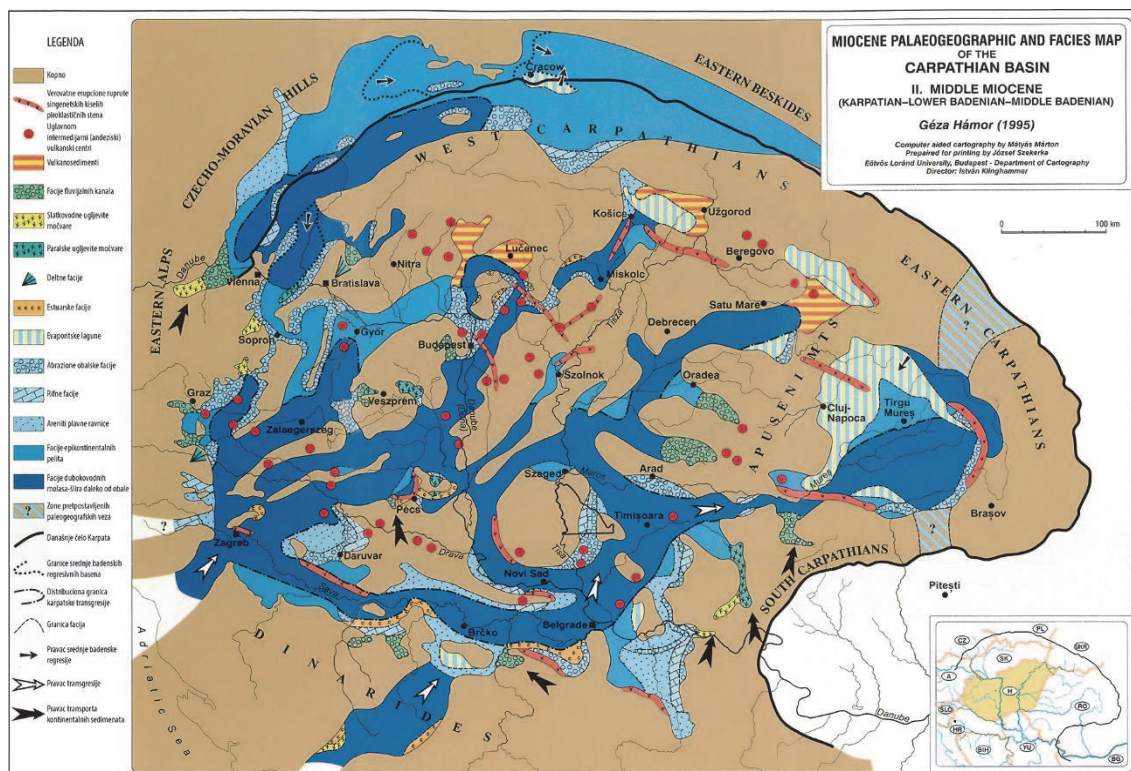
Paleogeografska situacija na prostoru Centralnog Paratetisa intenzivno se menjala tokom badena. Baden predstavlja prvi biostratigrafski dokazan član Paratetisa na prostoru severnog Banata.



Slika 8.1. Paleogeografska skica mediteranskog područja sa akcentom na Paratetis zasnovana na: Rögl, 1998, Magyar et al., 1999a, Steininger & Wessely, 2000. i Popov et al., 2004. u: Harzhauser & Piller, 2007.

Na paleogeografsko-facijalnoj karti urađenoj za područje „Karpatskog basena“ za vremenski period karpata – stariji baden – srednji baden (Hamor, 2001), uočava se da su na području severnog Banata taložene abrazione plitkovodne i rifne formacije (slika 8.2). Bazalne breče predstavljaju podlogu lajtovačkih krečnjaka. Obalske rifne facije donjeg badena bogate su krečnjacima sa litotamnionima i mekušcima – „donji lajtovački krečnjaci“. Pored toga, deponuju se i briozojiski-Balanus-ehinoidni krečnjački peščari i peskoviti krečnjaci.

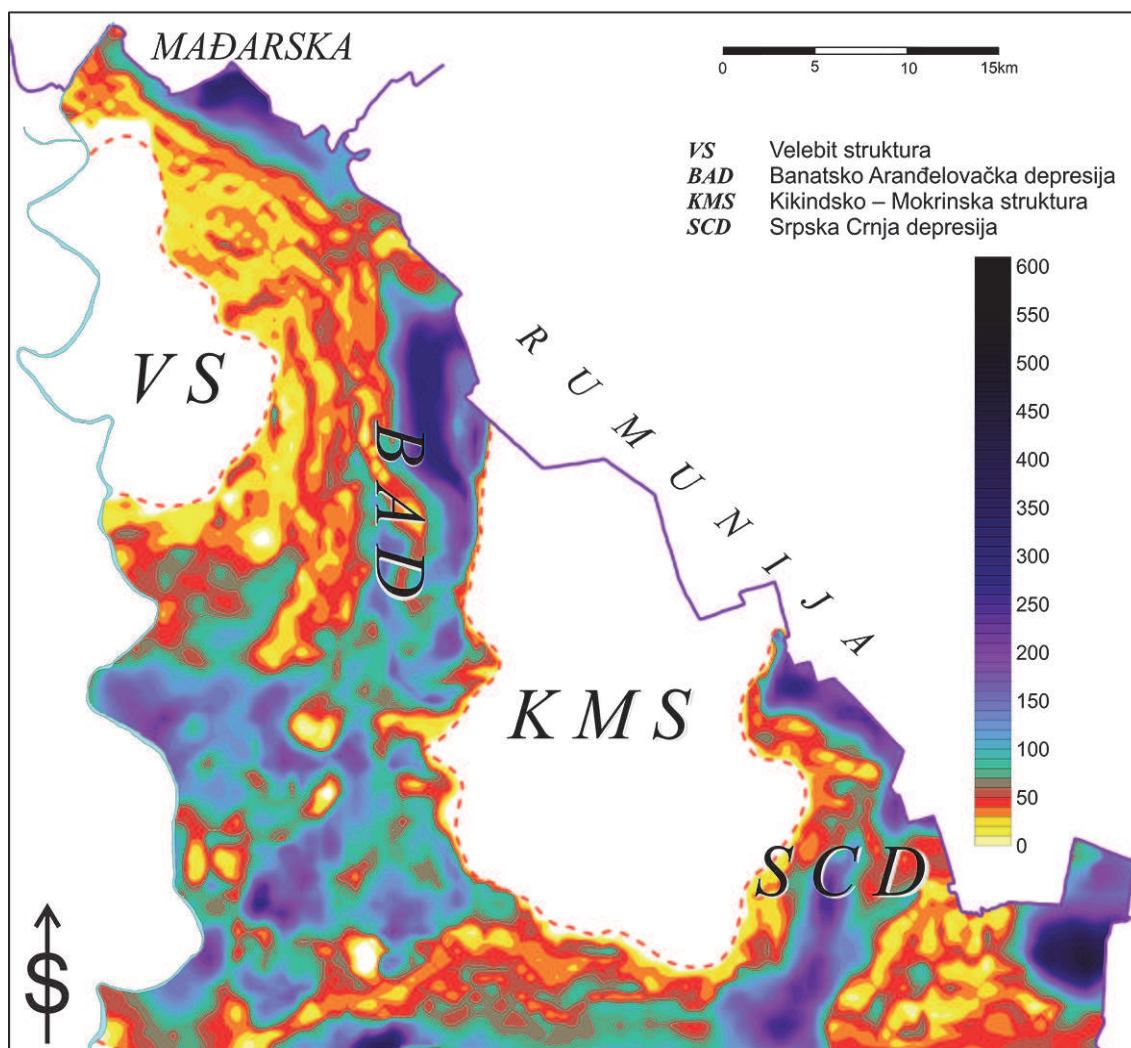
Sedimenti donjeg badena na prostoru severnog Banata leže na paleozojskim stenama (metamorfitima i magmatitima) i sedimentima trijaske i donjomiocenske starosti. Identično kao na prostoru jugoistočne Mađarske i istočne Rumunije, i ovde je podloga neogenih sedimenata prekrivena sterilnim crvenim ili šarenim brečama sa glinovitim matriksom. Klasti predstavljaju podinske metamorfne stene i teško je razdvojiti miocenske sedimente od frakturirane, brečizirane kristalaste podloge. Debljina ovih breča je vrlo nejednaka i teško predvidiva. Sedimenti badenske starosti interpretiraju se kao rezidualni sedimenti i/ili sedimenti aluvijalne lepeze koji su taloženi u vreme rane kopnene faze ekstenzije.



Slika 8.2. Paleogeografska i facijalna karta karpat – stariji baden – srednji baden (Hámor, 2001); crni poligon predstavlja prostor severnog Banata.

U jugoistočnoj Mađarskoj i severnom Banatu, baden počinje sedimentima koji pokazuju generalni trend sitnozrnijih sedimenata u gornjem delu, koji počinje konglomeratima, a završava se marinskim glinama (Mako formacija, baden gline). Osim toga, u Banatu su razvijeni i bioklastični algalni krečnjaci i kalkareniti koji odgovaraju Ebeš formaciji u Mađarskoj, odnosno Lajtakalku u Austriji. Badenski sedimenti se u Mađarskoj ne nalaze samo u dubokim basenima već i na nekoliko mesta na strukturi Alde (Kikinda–Mokrin). Najveća debljina badenskih sedimenata dokazana je na bušotini u Mađarskoj Hod-I, koja je locirana u samom centru Mako troga (depresija Srpske Crnje). Bušotina koja se nalazi severoistočno od uzvišenja Alde, koja nije uspela da dostigne podlogu na konačnoj dubini od 5.842 m, ušla je u badenske sedimente na dubini od 5.100 m (Berczi, 1988). Međutim, u nedavnim mikropaleontološkim studijama, konstatovano je da su dinoflagelate i ostrakode jezera Panon pomešane sa badenskim pretaloženim fosilima u celom intervalu do dna bušotine (Szuromi-Korecz *et al.*, 2004). Rezultati ove studije ukazuju na to da je debela badenska sukcesija bila deponovana na obodu strukture, a ne u centralnom delu današnjeg dubokog basena.

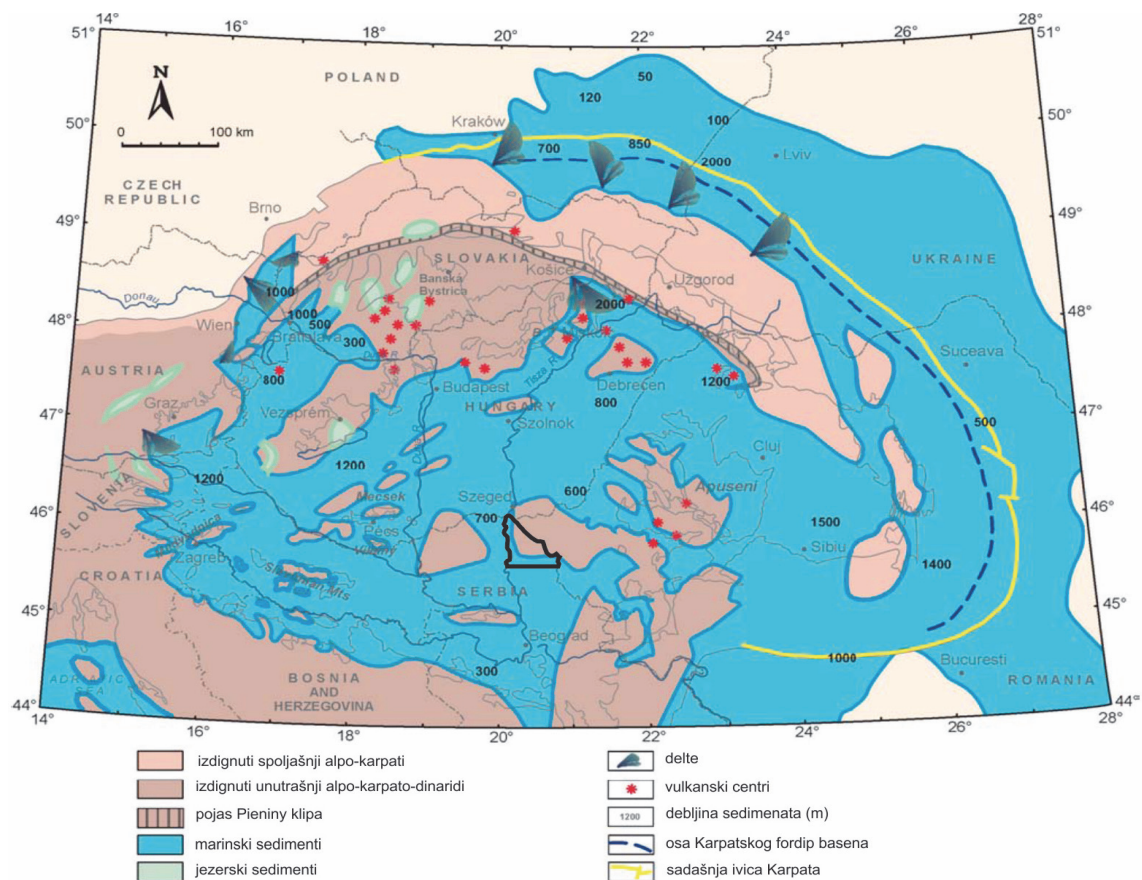
Na istražnom prostoru severnog Banata baden je gotovo isključivo predstavljen svojim donjim delom. Na karti debljina badenskih sedimenata (slika 8.3) uočava se da oni nedostaju u severozapadnom delu na mestu velebitskog uzdignuća. Stariji baden nedostaje i u centralnom delu severnog Banata na mestu kikindsko-mokrinskog horsta. Najveće rasprostranjenje ovi sedimenti imaju u južnom delu istražnog područja. Prosečna debljina donjobadenskih sedimenata je uglavnom manja od 100 m. Izuzetak predstavljaju jedino najdublji delovi depresija Banatskog Arandelova (Segedin) i Srpske Crnje (Mako), gde sedimenti imaju debljinu i preko 500 m. Razviće donjeg badena na prostoru severnog Banata specifično je u odnosu na ostale delove Panonskog basena u Srbiji. Idući od severa ka jugu, povećava se učešće karbonatne komponentne, tako da su južno od istražnog prostora mnogo prisutniji rifni krečnjaci, karbonatni peščari i peskoviti krečnjaci.



Slika 8.3. Karta debljina badenskih sedimenata na prostoru severnog Banata.

Pored toga, i debljina sedimenata koja se na prostoru severnog Banata kreće od nekoliko do najviše nekoliko stotina metara u najdubljim delovima, povećava se u pravcu oboda Panonskog basena (Matenco & Radivojević, 2012). Prava debljina badenskih sedimenata u ovim depresijama nije precizno utvrđena. Na osnovu raspoloživih seizmičkih profila i poznavanja regionalno-geoloških karakteristika u Mađarskoj i Rumuniji, pretpostavlja se da su ovi sedimenti debeli više stotina metara. Na jugu srpskog dela Panonskog basena, donjobadenski sedimenti se pored plitkovodnog morskog razvića nalaze i u pravom dubokovodnom razviću (Matenco & Radivojević, 2012).

Sedimenti srednjeg i gornjeg badena dokumentovani su na samo tri bušotine, koje se nalaze u južnom delu severnog Banata. Ovo se uklapa u generalni paleogeografski model centralnog Paratetisa za vreme gornjeg badena koji je prikazao Kovač (Kovač *et al.*, 2007) (slika 8.4), na kome se vidi da je veći deo prostora severnog Banata u to vreme bio iznad morskog nivoa.



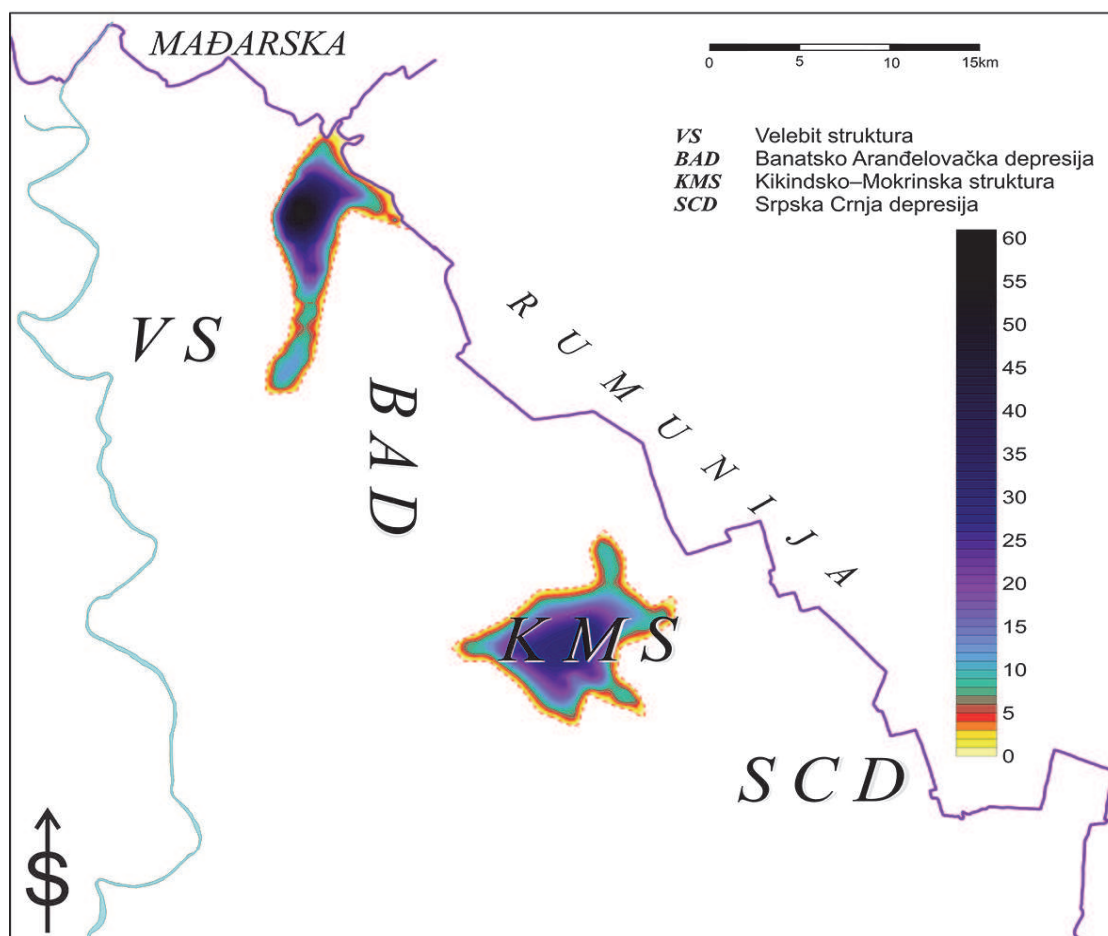
Slika 8.4. Paleogeografsko-palinspastička karta centralnog Paratetisa za vreme gornjeg badena (donji seravilijan – gornji baden – konkijan (13,6–12,7 miliona godina) (Kovač *et al.*, 2007, modifikovano). Crni poligon predstavlja prostor severnog Banata.

Tokom sarmata, Paratetis je gotovo potpuno odvojen od Mediterana. Međutim, Centralni Paratetis je dobro povezan sa Istočnim Paratetisom (Rögl, 1998), preko kojeg je daleko na istoku postojala uska marinska veza sa Mediteranom. Paleogeografija sarmatskog veka izuzetno je kompleksna. U Mađarskoj se pojavljivanje i rasprostranjenje sarmatskih sedimenata često zasnivalo samo na razmatranju litologije. Sterilni konglomerati svrstavani su u sarmatske, iako su mogli biti i badenske ili panonske starosti. Sarmatski foraminiferi često se nalaze zajedno sa panonskim dinoflagelatima i ostrakodama, što ukazuje na to da su oni pretaloženi. Mekušci su mnogo manje skloni pretaloženju, ali su isto tako i veoma retki. Glavna karakteristika ovih sedimenata u Mađarskoj jeste da su oni prisutni, ali i veoma raštrkani (Magyar *et al.*, 2004). Postoje dva moguća objašnjenja za ovakav model. Prvo objašnjenje je da je sedimentacija za vreme sarmata bila izuzetno kondenzovana. Drugo objašnjenje može biti da su prvobitno kontinuiraniji sarmatski sedimenti podvrgnuti snažnoj eroziji pre formiranja jezera Panon. Ipak, najverovatnije je da su oba razloga odgovorna za ovakvo rasprostranjenje sarmatskih sedimenata.

Usled male debljine sedimenata, kao i velike dubine na kojoj se ovi sedimenti nalaze, nemoguće je iskartirati sarmat u jugoistočnoj Mađarskoj i severnom Banatu. Ipak moguće i korisno je pokazati gde je potvrđeno prisustvo ovih sedimenata kao i područja gde ovi sedimenti u potpunosti nedostaju. Ranije karte Sentđerđija i Telekija (Szentgyörgyi & Teleki, 1994) nisu prihvatljive usled netačne pretpostavke o kontinuiranoj sedimentaciji od badena do panona. Bušenjem u dubokim depresijama u Mađarskoj i Vojvodini nisu konstatovani sarmatski sedimenti u depresiji Srpske Crnje (Mako). Interesantno je da su pojave sarmatskih sedimenata u južnoj Mađarskoj i severnom Banatu mnogo očiglednije u izdignutim područjima nego u dubokim basenima. Kada se uporedi velika debljina srednjomiocenskih sedimenata (baden i sarmat) na marginama sistema Panonskog basena sa debljinama na ovom prostoru, može se izvesti zaključak da tokom srednjeg miocena centralni deo Panonskog basena nije bio snabdevan sedimentima (Magyar *et al.*, 2006). Na srpskom delu Panonskog basena situacija je ista s obzirom na to da su srednjomiocenski sedimenti znatno deblji na jugu u oblasti drmljanske, pančevačke i zagajičke depresije (Matenco & Radivojević, 2012). Debljina sarmatskih sedimenata od najviše 50-ak metara ne omogućava njihovo kartiranje na seizmičkim profilima, pošto amplitudni spektar pokazuje da je dominantna frekvencija na seizmičkim profilima oko

25 Hz. Na osnovu toga, može se zaključiti da je maksimalna debljina koja se može definisati na vremenskim sekcijama 30 metara. Nepovoljan aspekt za kartiranje sarmatskih sedimenata predstavlja i dubina na kojoj su ovi sedimenti konstatovani (od 2.000 do 3.500 metara) budući da se seizmička rezolucija smanjuje sa povećanjem dubine.

Sarmatski sedimenti su po svom razviću slični badenu, tako da ih je teško razdvojiti, posebno što je reč o sedimentima veoma male debljine s malo raspoloživog materijala (jezgra) za preciznije određivanje. Prilikom seizmičke interpretacije u industriji najčešće se pribegava „spajanju“ badena i sarmata, kada se ovaj horizont imenuje kao prepanonski miocen. Međutim, zbog paleogeografskog značaja, ova dva stratigrafska člana su odvojena na osnovu raspoloživih bušotinskih podataka. Sarmat ima znatno manje rasprostranjenje od badena i prisutan je samo na kikindsko-mokrinskom horstu i u delu depresije Banatskog Arandelova (slika 8.5). Tanki sarmatski sedimenti deponovani su preko metamorfita, magmatita, a retko im podlogu čine tvorevine badena.

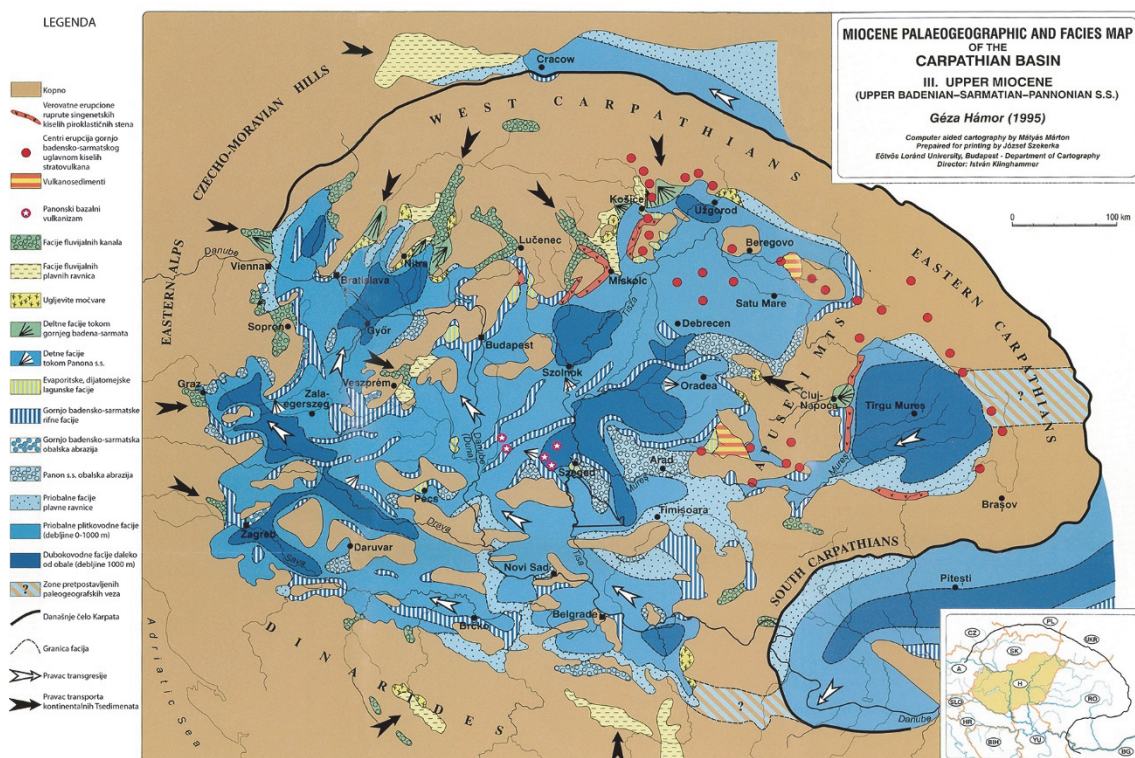


Slika 8.5. Karta debljina sarmatskih sedimenata.

U povlati sarmata uvek se nalaze sedimenti panona. R. Kemenci (1991) smatra da nije bilo diskontinuiteta u sedimentaciji u odnosu na tvorevine panona. Na prostoru severnog Banata, sarmatske tvorevine na bušotinama na kojima su utvrđene uvek pokazuju regresivan trend (Kemenci, 1991). One su predstavljene klastitima (od sitnozrnih peščara do konglomerata i breča), krečnjacima, a retko i laporcima. Sarmatski krečnjaci (biosparit, intrasparit, biomikrit) u manjoj su ili većoj meri detritični.

Na osnovu razvijene asocijacije faune i litologije može se zaključiti da je reč o plitkovodnim marinsko-brakičnim sedimentima, što je saglasno sa paleogeografskom i facijalnom kartom gornjeg badena, sarmata i panona *sensu stricto* (Hamor, 2001, slika 8.6).

Kao i badenski, i sarmatski sedimenti imaju znatno veće rasprostranjenje i debljinu u pravcu juga ka obodu Panonskog basena, gde njihova debljina prelazi 600 metara (Matenco & Radivojević, 2012). Pored toga, na jugu srpskog dela Panonskog basena, osim plitkovodnih prisutni su i sedimenti karakteristični za dubokovodne sredine.

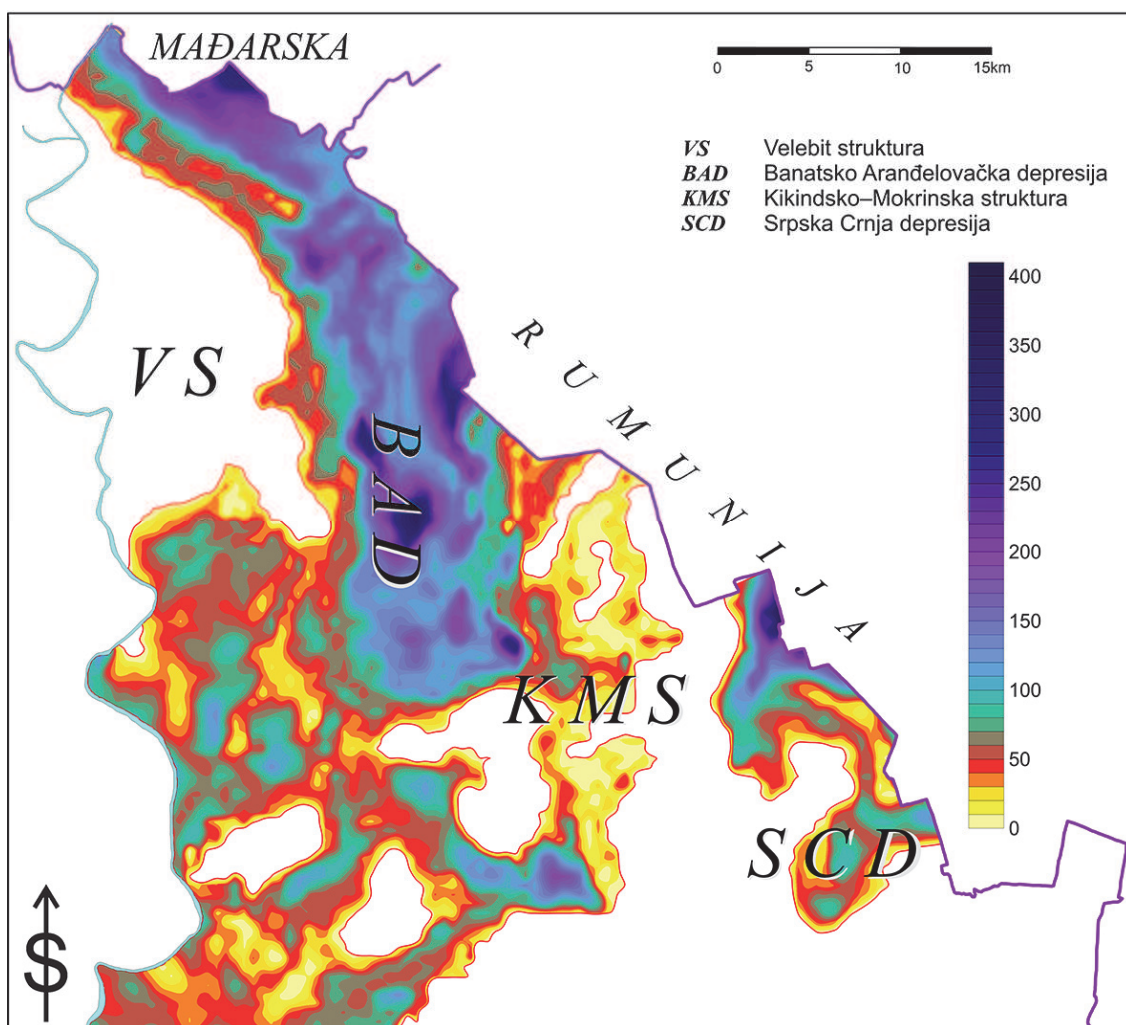


Slika 8.6. Paleogeografska karta gornji baden – sarmat – panon sensu stricto (Hamor, 2001). Crni poligon predstavlja prostor severnog Banata.

8.2. Jezero Panon

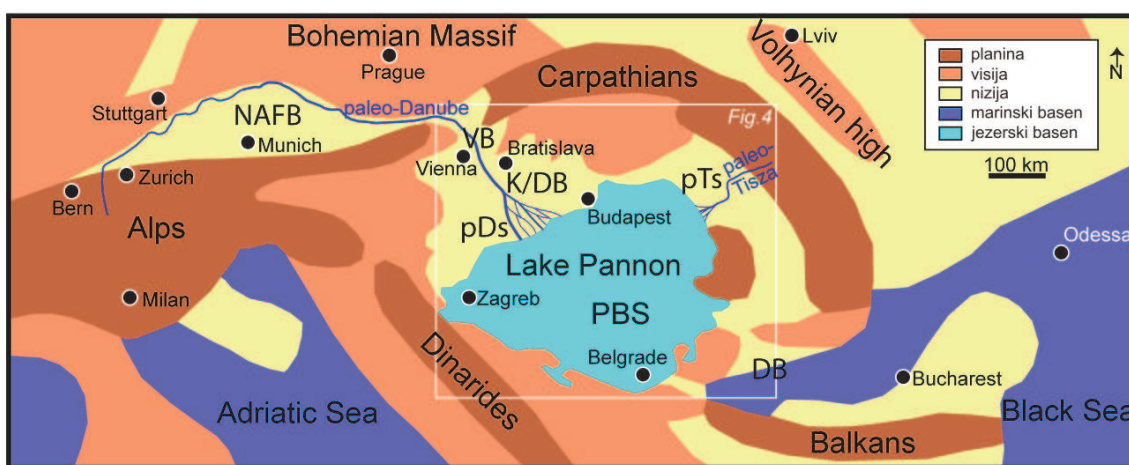
Drugi značajan paleogeografski elemenat koji se nalazi u okviru istražnog prostora jeste jezero Panon (Magyar *et al.*, 1999b), koje predstavlja reliktno Centralnog Paratetisa (Piller *et al.*, 2007) ograničen Alpima, Karpatima i Dinaridima.

Jezero predstavlja intenzivan progradacioni sistem u kakvom, s trenutno raspoloživim podacima, nije bilo moguće uraditi karte po svim stratigrafskim nivoima. Ipak, i pored jasne dijahronosti ovog sistema, priložena je karta debljina panonskih sedimenata (slika 8.7) Najdeblji panonski sedimenti (200–400 m) nalaze se u depresijama Banatskog Arandelova i Srpske Crnje. Oni su potvrđeni i na kikindsko-mokrinskom uzdignuću, gde imaju znatno manju debljinu nego u depresijama. Panonski sedimenti u potpunosti nedostaju na velebitskom uzdignuću i u jugoistočnom delu istražnog prostora.



Slika 8.7. Karta debljina panonskih sedimenata.

Zbog izuzetnog značaja jezera Panon, urađena je regionalna studija kojom su obuhvaćeni prostori više zemalja koje se nalaze u okviru sistema Panonskog basena (Slovačka, Mađarska, Hrvatska, Srbija i Rumunija). Tokom mlađeg miocena i pliocena, hidrografiju Panonskog basena činile su reke koje su transportovale sedimente sa izdignutih planina u basen. U centru basena nalazilo se veliko, nekoliko stotina metara duboko jezero Panon (slika 8.8), koje je zapunjeno sedimentima transportovanim ovim rečnim sistemom. Rezultat sedimentacije predstavlja formiranje jedne od najdebljih neogenih siliciklastičnih nemarinskih sekvenci u Evropi.



Slika 8.8. Paleogeografska skica Panonskog basena i područja dunavskog sliva pre oko 9 miliona godina (iz: Magyar et al., 2013, na osnovu: Magyar et al., 1999a; Kuhlemann & Kempf 2002; Popov et al., 2004). NAFB: Basen severnoalpskog frontalnog područja (foreland), VB: Bečki basen, K/DB: Kišalföld (Kisalföld)/Dunavski subbasen, PBS: Sistem Panonskog basena, DB: Dakijski basen, pDs: šelf paleo-Dunava, pTs: šelf paleo-Tise.

Iako nije najveće, jezero Panon je nedvosmisleno najdugovečnije jezero u istoriji Paratetisa dugoj 30 miliona godina (Harzhauser & Mandic, 2008). Usled toga, ono je bilo mesto spektakularne radijacije brakičnih, slatkovodnih životinja i algi, kao i opstanka endemskih rodova. Veliki priliv sedimenata u jezero Panon rezultirao je formiranjem morfološkog šelfa i zapunjavanjem basena, agradacijom sedimenata tokom gornjeg miocena i donjeg pliocena.

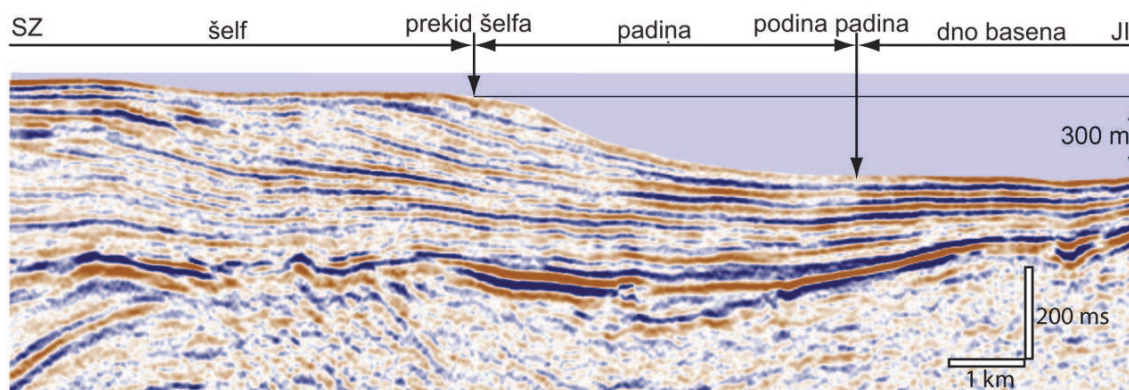
Rana seizmička istraživanja dubokih subbasena tokom 1970-ih, ukazala su na postojanje široko rasprostranjenih „diskordantno nagnutih slojeva“ (kosih do sigmoidnih refleksija) smeštenih između ravnih horizontalnih slojeva (Rádlér et al., 1978). Smatralo se da je poreklo ovog fenomena tektonsko, ali pošto su i podinski i povlatni sedimenti ostali neporemećeni, ova teorija je odbačena. Kada se

uzme u obzir sedimentološka interpretacija (Mattick *et al.*, 1985; Bérczi & Phillips 1985), postaje jasno da ovi „diskordantno nagnuti slojevi“ predstavljaju klinoforme. U Panonskom basenu, analogija delti u kojoj su klinoforme određene kao padina delte koristi se već decenijama. Međutim, njih pre treba shvatati kao kopnene klinoforme ivice šelfa (ivice basena). Klinoforme su za jedan red veličine veće od padine delte i povezuju morfološki šelf s ravnim dnom basena (Johannessen & Steel, 2005; Helland-Hansen & Hampson, 2009). Klinoforme padine delte visine 30–50 m, razvijene na šelfu jezera Panon, mogu se uočiti samo na seizmici visoke rezolucije (npr., Sacchi *et al.*, 1998, 1999; Sztanó & Magyar, 2007; Horváth *et al.*, 2010), dok su klinoforme ivice šelfa koje imaju visinu od nekoliko stotina metara uočljive i na seizmičkim profilima koji se koriste u industriji.

Klinoforme ivice šelfa prvobitno su praćene i kartirane na seizmičkim profilima u mađarskom delu basena (Pogácsás *et al.*, 1988, 1992; Korpás-Hódi *et al.*, 1993). Posebna pažnja bila je posvećena mestu koje predstavlja granicu između šelfa i nagnute padine, takozvanoj ivici šelfa (Ujszászi & Vakarcs, 1993; Vakarcs *et al.*, 1994; Magyar *et al.*, 2007). Starost kartiranih površina određena je na osnovu magnetostratigrafski kalibrisanih ključnih bušotina (Horváth & Pogácsás, 1988; Lantos *et al.*, 1992; Pogácsás *et al.*, 1988, 1992, 1994; Elston *et al.*, 1994).

Za razliku od ranijih karata koje su se bavile uglavnom ivicom šelfa i bile lokalnog karaktera, ovde je prikazana karta padine šelfa i njena progradacija duž celog Panonskog basena. Prilikom izrade karte korišćena je obimna biostratigrafska i magnetostratigrafska baza podataka za datiranje progradacije. Visina (nedekompaktovana) klinoformi, koja predstavlja paleodubinu vode, iznosi 200–600 m. Dužina padine merena od ivice šelfa do kraja padine varira od 5 do 15 km, sa uglom od nekoliko stepeni (najviše do 5) (slika 8.9).

Sa sedimentološke tačke gledišta, padina predstavlja prelaznu (*bypass*) zonu na kojoj su retko sačuvani peskoviti sedimenti. Oni se uglavnom talože na šelfu i na kraju padine. Klinoteme koje obuhvataju sedimente padine uglavnom su predstavljene šejlovima (Alde formacija) (Gajdos *et al.*, 1983; Bérczi *et al.*, 1987; Juhász, 1991) i imaju seizmičke facije diskontinuirane niske amplitude.



Slika 8.9. Morfoloija ivice šelfa jezera Panon na vremenskom seizmičkom profilu. Dubina vode je određena na osnovu bušotinskih podataka. Širina padine delte je relativno proizvoljno određena na osnovu pozicije ivice šelfa i kraja padine (Olariu & Steel, 2009). Starost prikazane klinoforme je oko 5,3 miliona godina. Lokacija profila je prikazana na slici 8.10. (Magyar et al., 2013).

Klinoforme ivice šelfa odabrane su proizvoljno i ne predstavljaju sekvencione granice. Pojedine klinoforme su lokalnog karaktera i retko imaju rasprostranjenje veće od 25 km. Ove klinoforme su verovatno nastale povremenim lateralnim pomeranjem depocentra (Mattick et al., 1994; Uhrin et al., 2009).

U cilju rekonstrukcije geografske pozicije padine, napravljene su kompozitne površine po povlati više pojedinačnih, kvazisinhronih, sedimentnih prevoja – lobova. Proizvoljno odabrani seizmički horizonti, koji pripadaju jednoj kompozitnoj padini, praćeni su i kartirani na širem prostoru, na kompletno raspoloživoj 2D seizmičkoj mreži. Nakon toga, gornja (ivica šelfa) i donja (kraj padine) granica padine obeležene su na svakom seizmičkom profilu, što je omogućilo njeno kartiranje. Na mestima gde nije bilo dovoljno seizmičkih podataka za kartiranje, označen je pad padine koji je uočen na 2D seizmičkim profilima.

Datiranje seizmičkih horizonata zasnovano je na unakrsnoj korelaciji (*cross-correlation*) biostratigrafskih i magnetostratigrafskih podataka kalibrisanih sa merenjima radioaktivnih izotopa (Magyar et al., 1999b, 2007; Magyar & Geary, 2012). Neki od kartiranih horizonata odgovaraju granicama biozona datiranih u bušotinama ili magnetostratigrafskim događajima. Međutim, većina datiranja predstavlja procenjeno vreme na osnovu interpolacije između promena vrsta i polariteta.

Ukupno je određeno i kartirano 14 različitih pozicija padine jezera Panon (slika 8.10, prilog 3). Formiranje klinoformi prepoznatljivih na industrijskim seizmičkim profilima moguće je samo kada je dubina vode dovoljno velika. U slučaju male dubine vode (manje

od 100 m), vertikalna visina klinoformi ne postiže dovoljnu rezoluciju da bi one bile uočljive.

Pre oko 11 miliona godina, izdizanje severnoalpskog basena frontalnog područja (*foreland*) izmenilo je zapadno orijentisani drenažni sistem (Kuhlemann & Kempf, 2002). Posle brzog zapunjavanja plitkog Bečkog basena, paleo-Dunav je počeo da transportuje sedimente i formira morfološki šelf u dubokovodnom Kišalfeld/Dunavskom basenu. Najstarija ivica šelfa određena je u samom severozapadnom delu Panonskog basena na prostoru Slovačke. Njena starost je 10 miliona godina i kreće se pravcem JZ–SI, paralelno sa Karpatima. Ivica šelfa se postepeno pomera duž Dunavskog basena u Slovačkoj i Mađarskoj, ka relativno izdignutom Transdanubijskom grebenu. Odatle se ivica šelfa širi u dva različita pravca. Set velikih klinoformi formira se duž ose basena u pravcu juga (Zala basen) i zaobilazi izdignuti blok Transdanubijskog grebena na istoku. Drugi pravac (SZ do JI) predstavlja prečicu koja ide duž grebena. Sedimenti transportovani deltnim i fluvijalnim sistemom na ovom mestu ne formiraju velike klinoforme usled nedostatka prostora za taloženje (*accommodation space*). Progradacija paleo-Dunava odigrala se relativno brzo (9–8,8 miliona godina), nakon čega je ponovo počelo formiranje velikih klinoformi u dubokovodnoj sredini jugoistočno od grebena.

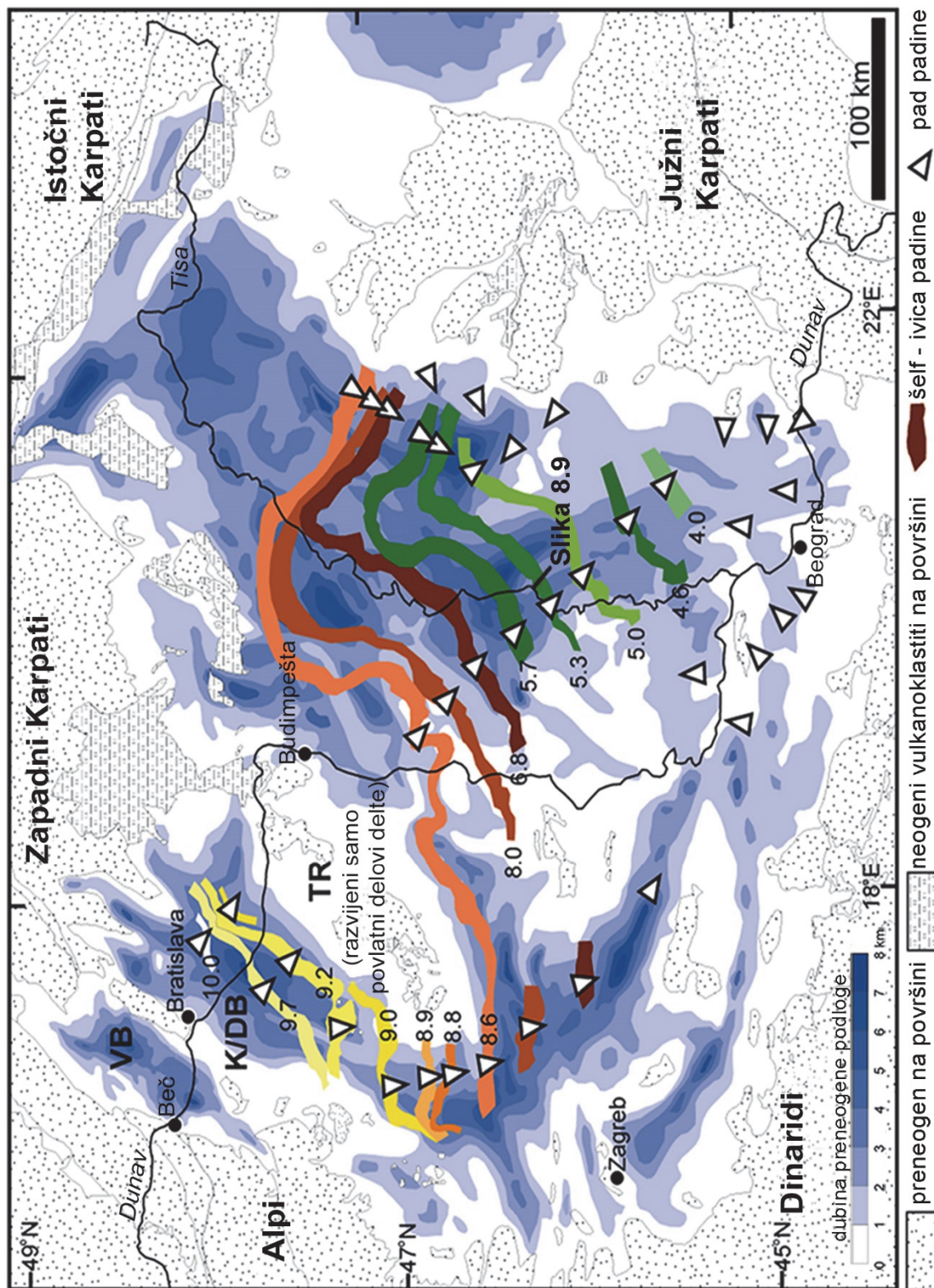
Samo jedan horizont (starosti 8,6 miliona godina) može biti kontinuirano praćen duž sistema paleo-Dunava. Na severoistoku se, međutim, ne uočavaju klinoforme koje su starije od 8,6 miliona godina. Zbog ove činjenice nije moguće uspostaviti korelaciju između zapadnih i istočnih subbasena Panonskog basena. Nakon 8,6 miliona godina, progradacija klinoformi nastavila se u Dravskom basenu u Hrvatskoj i Mađarskoj i u jugoistočnom delu Panonskog basena (Mađarska, Rumunija, Srbija). Na ovim područjima, progradacija se nastavila tokom pliocena, tako da su najmlađe interpretirane klinoforme stare četiri miliona godina. Ivica šelfa koja napreduje u pravcu istoka i juga zabeležena je na teritoriji Rumunije i Srbije (vidi strelice na slici 8.10, prilog 3).

Geografski položaj kartirane padine pokazuje da je bilo prisutno nekoliko sistema transporta sedimenata. Najduže je trajao (10–4 miliona godina) najznačajniji od njih – sistem paleo-Dunava. On pokriva dve trećine Panonskog basena i prihranjivao je jezero sedimentima iz pravca severozapada, s prosečnim prilivom od 67 km/mil. god. Prema Karvažalovoj klasifikacionoj šemi (Carvajal *et al.*, 2009), sistem paleo-Dunava sa 200–600 m

dubine vode i nivoom progradacije od 400 km za šest miliona godina, predstavlja srednje dubokovodnu ivicu šelfa. Drugi po značaju je sistem paleo-Tise, koji zauzima severoistočni deo basena i njegove klinoteme su deponovane u periodu 8,6 do 5 miliona godina. Najstarije razviće klinotema u severoistočnom delu Panonskog basena je pretpostavljeno, ali nije kartirano. Peščari sistema paleo-Tise pokazuju mineralni sastav različit od sastava onih iz sistema paleo-Dunava. Prvim dominiraju minerali vulkanskog porekla koji su nastali od vulkanskog luka unutrašnjih Karpata, dok drugi čine pretežno metamorfni minerali alpskog i zapadnokarpatskog porekla (Thamó-Bozsó *et al.*, 2006). Sistem paleo-Marosa, star pet miliona godina, kartiran u najjugoistočnijem delu Mađarske, pokrivaio je centralno-istočni deo basena i snabdevao se sedimentima iz pravca istoka. Pored toga, lokalni sistemi transportovali su sedimente sa istoka i zapada duž istočne margine, odnosno sa juga i severa duž južne granice Panonskog basena.

U potpovršinskoj geologiji Panonskog basena, ivica šelfa (povlata klinoformi) bila je, i u nekim slučajevima i dalje jeste, smatrana za hronostratigrafsku granicu. Granica predstavlja prelaz između podinskih, uglavnom fino-zrnih dubokovodnih sedimenata padine, i povlatnih generalno peskovitijih šelfnih sedimenata. U Mađarskoj, ova granica je dugo određivana kao granica između donjeg i gornjeg panona. U Srbiji i Hrvatskoj se ovaj prelaz koreliše kao granica između donjeg i gornjeg pontona, dok u Rumuniji predstavlja granicu između pontona i dakijskog kata. Ovakva interpretacija je očigledno morala biti napuštena zato što se starost ivice šelfa postepeno menja od jedne do druge lokacije. Razlika starosti ivice šelfa duž Panonskog basena je šest miliona godina (slika 8.10, prilog 3). Na prostoru severnog Banata izdvojene su dve klinoforme, od kojih se starija (5,3 miliona godina) nalazi na severu, a mlađa (4,6 miliona godina) na jugu.

Na slici 8.10. (prilog 3), uočava se da je ivica šelfa sve mlađa idući od severa ka jugu. Jedini izuzetak predstavljaju istočne i južne margine basena, gde se pojavljuje obrnuti smer progradacije. Najstarija ivica šelfa paleo-Dunavskog sistema (deset miliona godina) određena je u istočnom frontalnom području Malih Karpata, nekoliko desetina kilometara istočno od Bratislave. Najmlađa ivica šelfa (četiri miliona godina) pojavljuje se 400 km jugoistočnije, u blizini Zrenjanina (Temišvara u Rumuniji). Vreme od četiri miliona godina, predstavlja period završnog zapunjavanja, nestanka dubokog jezera Panon i izumiranja endemskih brakičnih rodova.



Slika 8.10. Progradacija padine ivice šelfa paleo-Dunava i paleo-Tise u vreme mladeg miocena – starijeg pliocena. Debele linije predstavljaju širinu padine od ivice šelfa do podnožja padine, crni brojevi pokazuju starost u milionima godina. Na mestima gde kartiranje nije bilo moguće zbog nedostatka seizmičkih profila, prikazan je samo pravac pada onako kako se vidi na 2D seizmičkim profilima (bele strelice), VB: Bečki basen, K/DB: Kišalfeld/Dunavski subbasen, PBS: sistem Panonskog basena, DB: Dakijski basen, TR: Transdanubijski greben. Položaj basena i izdanaka prikazan je na osnovu karte Ferenc Horvata i Li Rojden (Horváth & Royden, 1981), (Magyar et al., 2013).

GEODINAMIČKI MODEL SRPSKOG DELA PANONSKOG BASENA SA POSEBNIM OSVRTOM NA PROSTOR SEVERNOG BANATA

Geodinamičku evoluciju prostora severnog Banata moguće je rekonstruisati samo regionalnim sagledavanjem šireg istražnog prostora. Prilikom izrade geodinamičkog modela korišćeni su podaci iz celog srpskog dela Panonskog basena, orogenih područja, kao i sve raspoložive geološke studije iz susednih zemalja. Rekonstrukcija basena izvedena je interpretacijom regionalnih seizmičkih profila kalibrisanih bušotinskim podacima. Za konverziju vreme–dubina, korišćene su prosečne intervalne brzine (na osnovu VSP merenja) izračunate u reprezentativnim bušotinama šireg istražnog područja. Osim sa bušotinskim podacima, seizmička interpretacija je korelisana sa geologijom izdanaka duž dinarske ivice basena (karta 1:100.000 u izdanju GIS-a) i sa kinematskim, strukturnim i ekshumacionim studijama izvedenim u blizini margine Panonskog basena (Schmid *et al.*, 2008; Schefer, 2010; Ustaszewski *et al.*, 2010; Stojadinović *et al.*, 2013; Toljić *et al.*, 2013). Prilikom seizmičke interpretacije korišćene su publikacije o preneogenoj podlozi sedimenata i sedimentnom pokrivaču Panonskog basena u Srbiji, Mađarskoj, Rumuniji i Hrvatskoj (Čanović & Kemenci, 1988; Pavelić, 2001; Saftić *et al.*, 2003; Magyar *et al.*, 2006; Tari & Horvath, 2006; Juhasz *et al.*, 2007; Tulucan, 2007; Răbăgia, 2009). Seizmička interpretacija izvedena je prema principima sekvencione stratigrafije ekstenzionih basena (Van Wagoner *et al.*, 1990; Martins-Neto & Cătuneanu, 2010). Tamo gde su postojali podaci visoke rezolucije, sedimenti deponovani tokom ekstenzije na seizmičkim profilima podeljeni su na tektonske sistemske pojaseve početka riftogeneze, faze maksimalne riftogeneze (*rift climax*) i neposredne/kasne postriftogeneze (*sensu* Prosser, 1993). U područjima gde ova podela nije bila moguća, sedimenti su jednostavno određeni kao preriftni, sinriftni i postriftni.

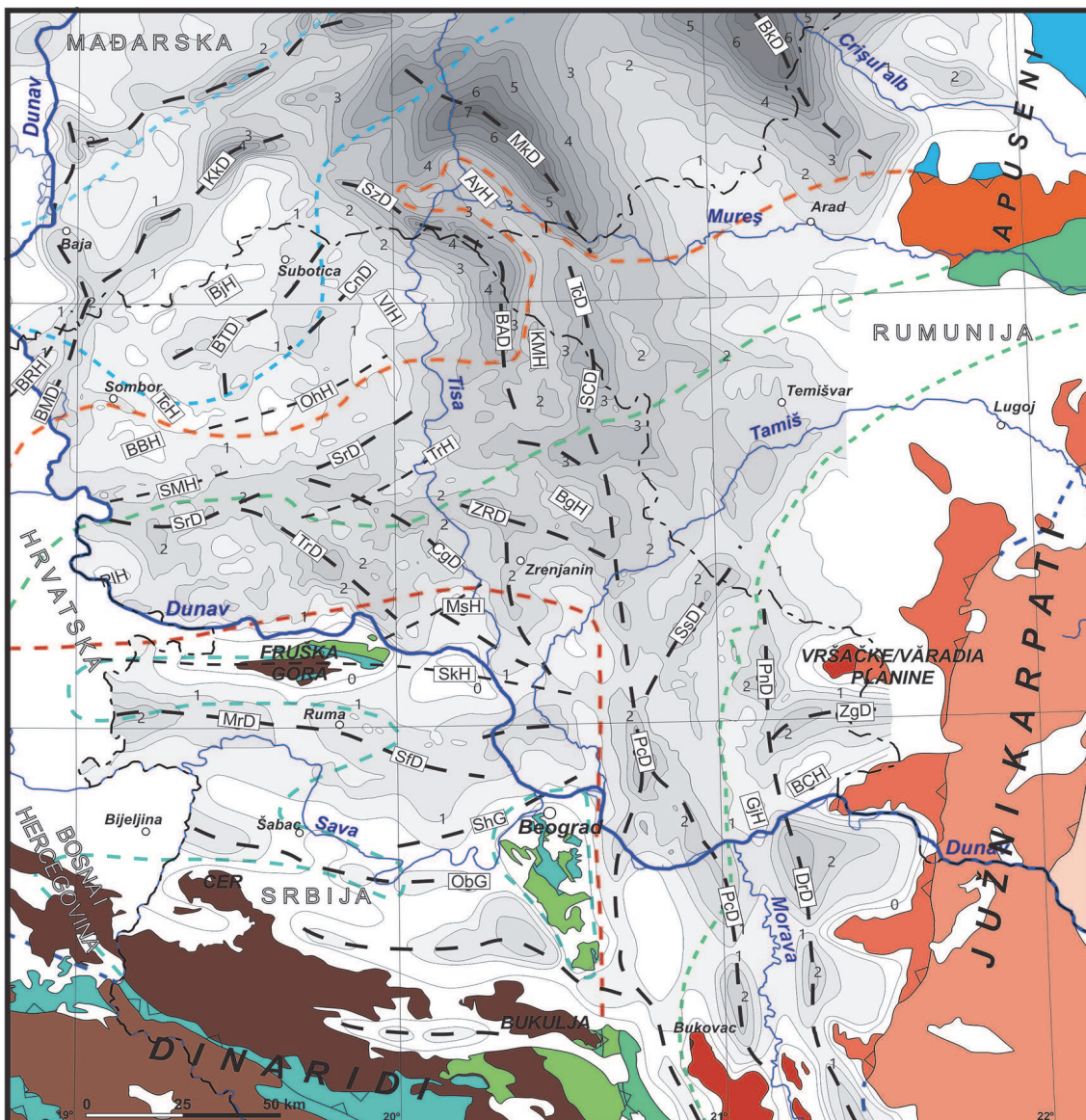
Usled smanjenja rezolucije formacija ispod neogenih sedimenata na seizmičkim sekcijama, interpretacija strukturnih razlika u njihovoj podlozi je komplikovanija. Ipak, postoje brojni dijagnostični tipovi seizmičkih facija određeni na osnovu

korelacije s velikim brojem podataka sa bušotina koje su probušile pre-neogenu sekvencu. Na primer, obdukovani ofioliti i ofiolitski melanž prepoznatljivi su na seizmičkim sekcijama po razlici u refleksijama u odnosu na okolne metamorfisane stene. Drugi primer predstavlja široko rasprostranjena plitka karbonatna sekvenca trijasko starosti koja se jasno uočava na seizmičkim profilima. Sekvenca je karakteristična po visokofrekventnom diskontinuiranom signalu, koji ima veću frekvenciju od metamorfisane podloge. Ova tehnika određivanja struktura ispod miocenskih sedimenata potvrđena je korišćenjem bušotinskih podataka i kasnijom lateralnom ekstrapolacijom. Međutim, brojni tektonski kontakti su ostali nerazjašnjeni na mestima gde je samo metamorfisana podloga prisutna sa obe strane rasedne zone. Na tim mestima interpretacija je predstavljena isprekidanom linijom. Pored toga, i interpretacija raseda koji „seku“ metamorfisanu podlogu na većim dubinama je spekulativna i treba je tako i posmatrati.

9.1. Miocenska strukturna geometrija srpskog dela Panonskog basena

Megajedinica Dakije, predstavljena sedimentnim pokrivačem i istočnovardarskim obdukovanim ofiolitima, nalazi se u istočnim i centralnim delovima šireg istražnog područja. U pančevačkoj depresiji (slika 9.1, prilog 4) gornjojurski obdukovani ofioliti i/ili ofiolitski melanž prekriveni su plitkovodnim donjokrednim sedimentima (krečnjaci i „parafliš“) i/ili dubokovodnim gornjokrednim turbiditima (Čanović & Kemenci, 1988).

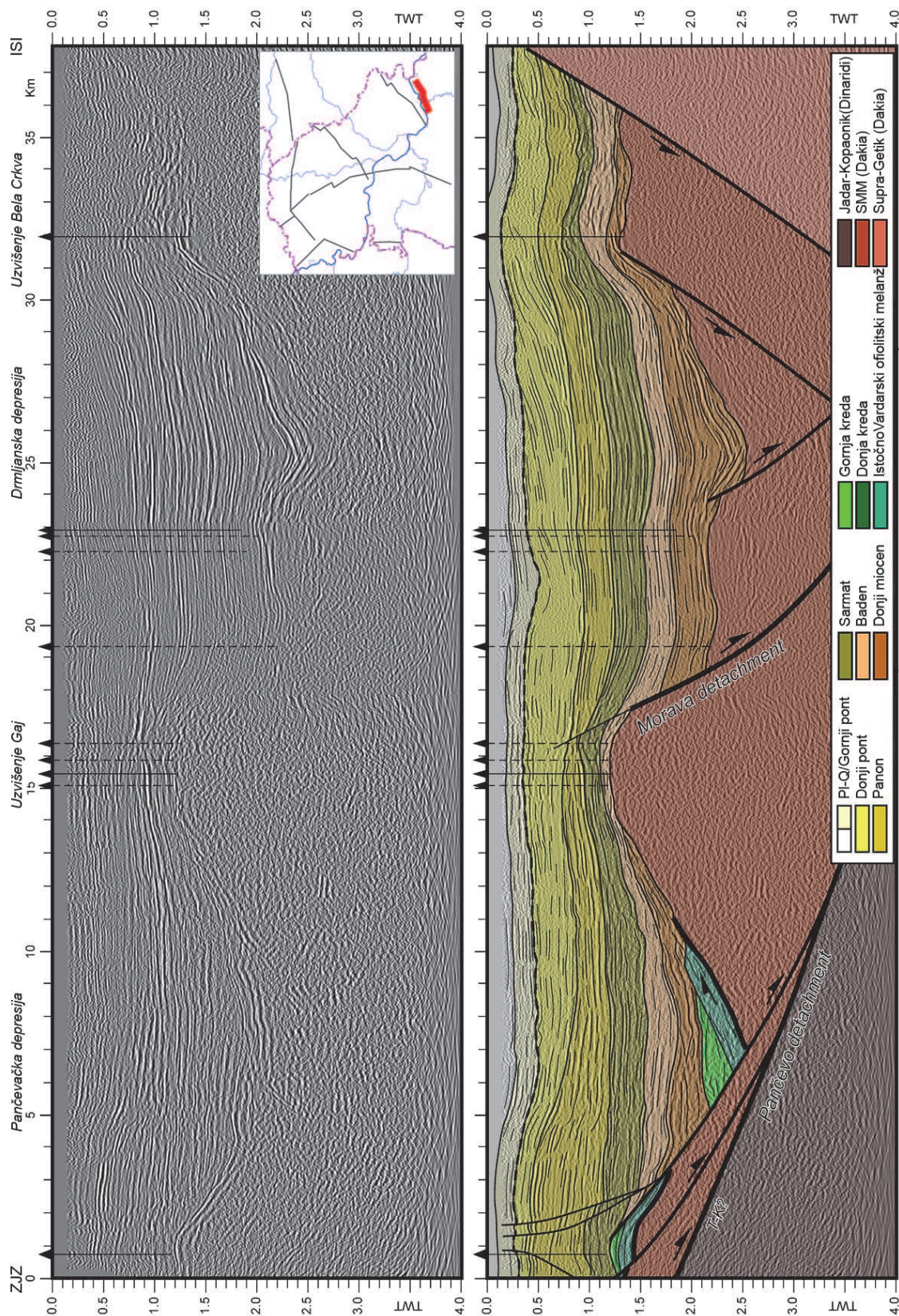
Na istoku srpskog dela Panonskog basena, bušenjem je dokazano prisustvo metamorfisane podloge direktno ispod miocenskih sedimenata. Metamorfisana podloga može biti korelisana sa izdancima visokometamorfisanih jedinica srpsko-makedonske mase (SMM) na jugu. Normalni rased, velikog padnog ugla, koji ograničava zagajičku depresiju na istoku (slika 9.2), odgovara kontaktu između jedinice Supragetikuma i SMM (slika 9.1, prilog 4). Na ovom mestu visokometamorfisane stene (gnajs, granodioriti, amfiboliti) SMM afiniteta nalaze se u kontaktu sa niskometamorfisanim jedinicama (biotitsko-hloritski škriljci niskog metamorfizma, albitski gnajsevi) navlake Supragetikuma (Kräutner & Bindea, 2002; Kräutner & Krstić, 2003).



AyH - Algyo uzvišenje; **BAD** - Banatsko Arandelovo depresija; **BBH** - Bački Brestovac uzvišenje; **BCH** - Bela Crkva uzvišenje; **BgH** - Begejci uzvišenje; **BkD** - Bekeš depresija; **BMD** - Bački Monoštor depresija; **BjH** - Bajmok uzvišenje; **BTD** - Bačka Topola depresija; **BzH** - Bezdan uzvišenje; **CgD** - Čurug depresija; **CnD** - Čantavir depresija; **ĐnH** - Đurđin uzvišenj **DrD** - Drmno depresija; **GjH** - Gaj uzvišenje; **KjH** - Kljajićevo uzvišenje; **KkD** - Kiškunhalaš depresija; **KMH** - Kikinda-Mokrin uzvišenje; **MkD** - Mako depresija; **MrD** - Morović depresija; **MoH** - Morava uzvišenje; **Msh** - Mošorin uzvišenje; **ObG** - Obrenovac graben; **OhH** - Orahovo uzvišenje; **PcD** - Pančevo depresija; **PIH** - Plavna uzvišenje; **PnD** - Plandište depresija; **ScD** - Srpska Crnja depresija; **SfD** - Sefkerin depresija; **Shg** - Sava polugraben; **SMD** - Stara Moravica depresija; **SMH** - Srpski Miletić uzvišenje; **SrD** - Srbobran depresija; **SsD** - Samoš depresija; **SzD** - Seged depresija; **TcD** - Tomnatek depresija; **TcH** - Telčka uzvišenje; **TrH** - Turija uzvišenje; **TrD** - Temerin depresija; **Vih** - Velebit uzvišenje; **ZgD** - Zagajica depresija; **ZrD** - Zrenjanin depresija

Evropsko poreklo	Dinaridi (Adrija poreklo)	Pokriveni kontakti
Srpsko-Makedonska masa	Drina - Ivanjica	Kontakt Bihor-Meček
Biharia	Jadar - Kopaonik	Kontakt Kodru-Bihor
Supragetik	Ofioliti i šavovi	Kontakt Biharia-Kodru
Getik	Sava šav	Kontakt Istočni Vardar - jedinice Evropskog porekla
Danubijan	Zapadni Vardar	Kontakt Zapadni Vardar - Dinaridi
Tisa (mešovito Evro-Adrijaporeklo)	Istočni Vardar	Kontakt jedinica Evropskog porekla - i Istočnog Vardara-Sava šava
Kodru	Miocenski ekstenzioni depocentar	
Bihor	Najmlada miocensko-kvartarna uzdignuća	

Slika 9.1. Strukturna karta neogene podloge Panonskog basena u Srbiji, delu Mađarske i Rumunije. Karta predstavlja kompilaciju karata od: Tari & Horváth, 2006; Tulucan, 2007; Haas et al., 2010. i Matenco & Radivojević, 2012.

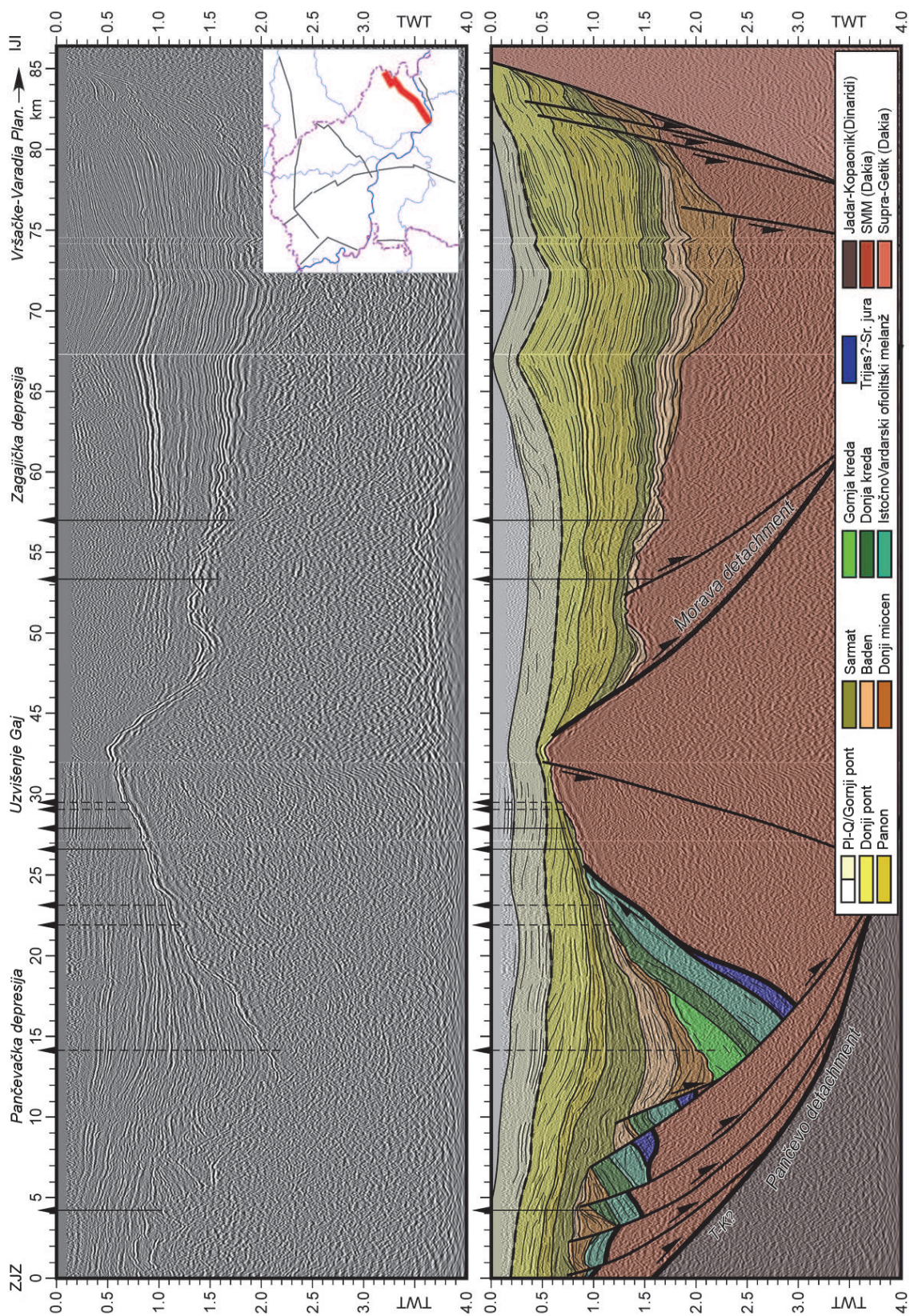


Slika 9.2. Neinterpretirani (gore) i interpretirani (dole) seizmički profil u jugoistočnom delu Panonskog basena u Srbiji, neposredno uz levu obalu Dunava (Matenco & Radivojević, 2012).

Severnije odatle, bušotine su izbušile gornjokredne krečnjake i klastične stene koje prekrivaju ofiolite i/ili ofiolitski melanž (slika 9.3). U nekoliko bušotina konstantovani su tanki, dubokovodni jurski i gornjokredni sedimenti (Čanović & Kemenci, 1988). Sedimenti verovatno predstavljaju deo ofiolitskog melanža koji zajedno s povlatnim ofiolitima čini ostatak istočnovardarske ofiolitske jedinice. Tokom gornje jure ova jedinica je obdukovana u pravcu istoka preko SMM. Na seizmičkim profilima se može uočiti navlačenje preko nemetamorfisanih srednjotrijaskih sedimenata koji diskordantno prekrivaju SMM podlogu sedimenata (istočni kraj na slici 9.3).

Na prostoru severnog Banata, povlatni blok normalnog raseda Banatskog Arandjelova (Segedin) predstavljen je visokometamorfisanim stenama kikindsko-mokrinskog (Alđe) uzvišenja (slika 9.1, prilog 4). Na ove visokometamorfisane stene uticale su permske amfibolitske facije nastale metamorfizmom niskog pritiska koje su kasnije „prepisane“ eoalpskim metamorfizmom. Na Alđe uzvišenju u Mađarskoj takođe je zabeležena ovakva istorija metamorfizma (Lelkes-Felvári *et al.*, 2005). Ove stene se mogu korelisati sa srednjo-mlađe jurskim i ranokrednim „prepisivanjem“ koje je nastalo metamorfizmom srednjeg do visokog stepena u Biharija navlaci (Dallmeyer *et al.*, 1999; Schmid *et al.*, 2008). Metamorfne stene ove navlake često su prekrivene debelim sekvencama gornjokredno-donjopaleogenih turbidita (Rimeci /Rîmeți/ i Bozeš /Bozeș/ fliš, Schuller *et al.*, 2009). Odsustvo ovakvih sedimenata na metamorfisanoj podlozi Kikinda–Mokrin ukazuje na znatnu postkrednu ekshumaciju i eroziju. Osim toga, na uzvišenju Kikinda–Mokrin ne može se u potpunosti isključiti ni prisustvo metamorfnih stena koje pripadaju jedinici Tise.

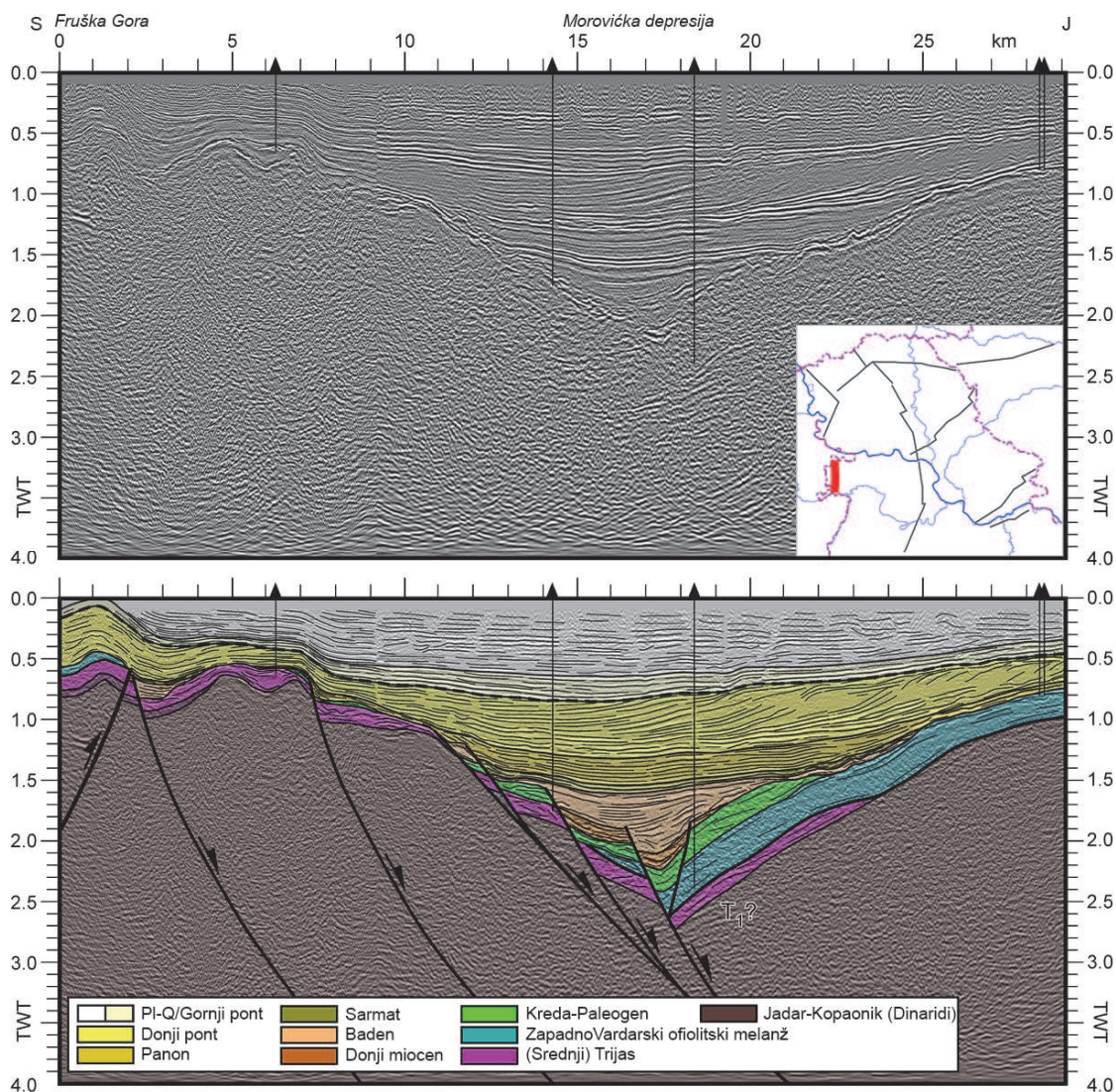
Na jugozapadu srpskog dela Panonskog basena (slike 9.4. i 9.5), metamorfisana podloga je prekrivena donjotrijaskim klastično-karbonatnim i evaporitskim sedimentima, srednjotrijaskim plitkovodnim i delimično hemipelaškim sedimentima, gornjotrijaskim rekristalisanim i dubokovodnim krečnjacima, slabo metamorfisanim kalkšistima i nodularnim, brečiziranim i silifikovanim krečnjacima. Sukcesija je u vreme gornje jure i najstarije krede (Dimitrijević, 1997; Schefer *et al.*, 2010) obdukovana ofiolitima (serpentinisanim) i/ili ofiolitskim melanžom (Čanović & Kemenci, 1999), što predstavlja tipičnu sekvencu distalne Adrija margine obdukovane zapadnovardarskom zonom. Ofioliti prekrivaju niskometamorfisane paleozojske sedimente jaderske jedinice, zbog čega je ova jedinica pripisana Dinaridima.



Slika 9.3. Neinterpretirani (gore) i interpretirani (dole) seizmički profil u jugoistočnom delu Panonskog basena, severno od Dunava (Matenco & Radivojević, 2012).

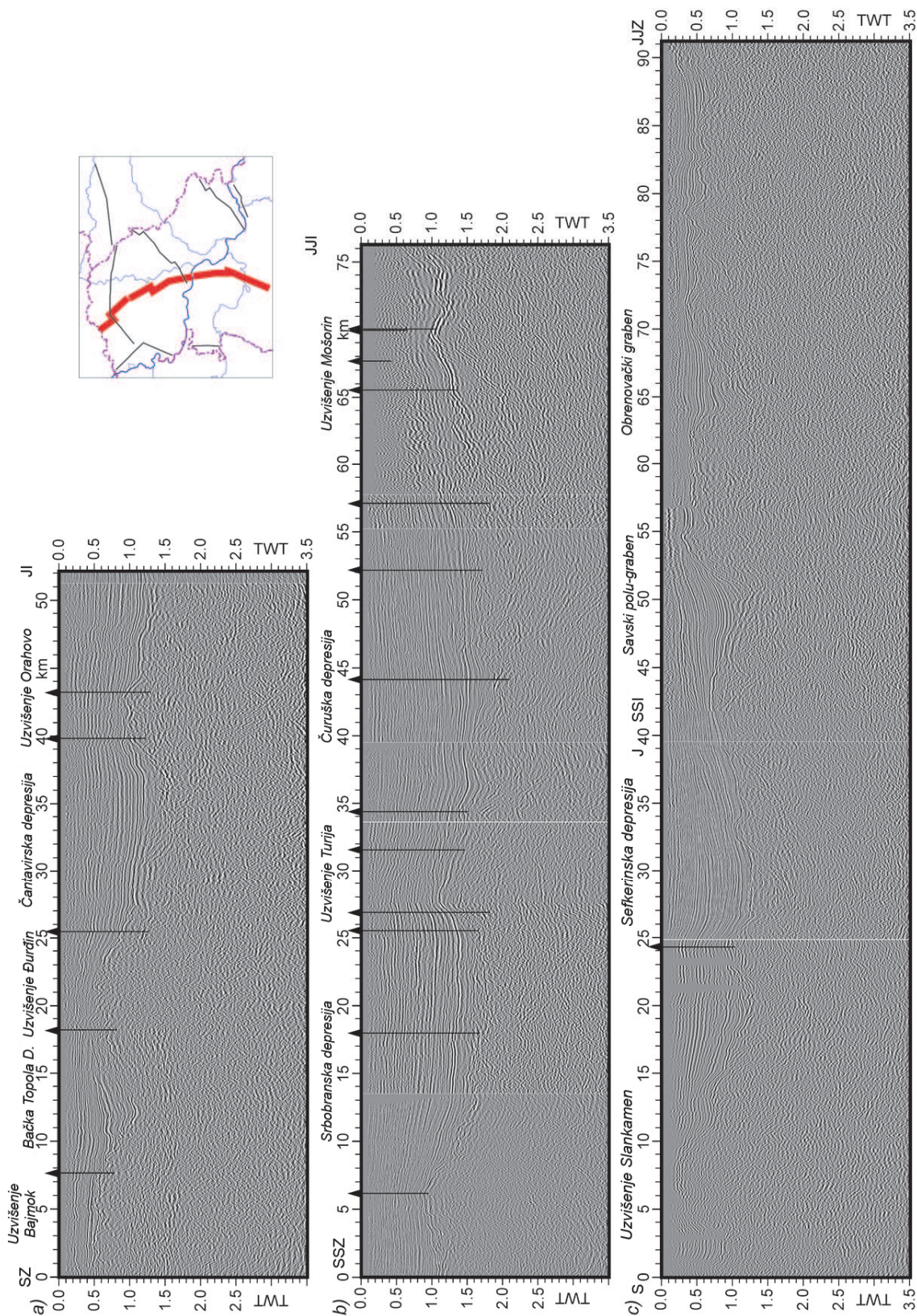
Vrlo kompleksne pre-neogene strukture na Fruškoj gori i oko nje verovatno su posledica blizine zone savskog šava. Generalno je reč o velikoj antiformi koja u jezgru ima metamorfisanu trijasku sekvencu Adrija afiniteta, na kojoj leže metamorfisani gornjokredni turbiditi (Toljić *et al.*, 2013). Metamorfisano jezgro koje se nalazi u povlatnom bloku mladeoligocensko-starijemiocenskog ekstenzionog detačmenta velikih razmera, erodovano je kasnijim srednjomiocenskim normalnim rasedima. Duž oboda antiforme, podinski blok detačmenta ima metamorfisanu podlogu koja je pokrivena različitim stenama. Povlata je predstavljena veoma deformisanom trijaskom klastično-karbonatnom sekvencom Adrija afiniteta, zapadnovardarskim ofiolitima, ofiolitskim melanžom, plitkovodnim marinskim krečnjacima i gornjokrednim dubokovodnim turbiditima u koje su lokalno utisnuti paleogeni vulkaniti (Toljić *et al.*, 2013). Metamorfisani i nemetamorfisani gornjokredni turbiditi predstavljaju reliktnu zonu savskog šava koji je definisan u Bosni i Hrvatskoj (Ustaszewski *et al.*, 2010; Toljić *et al.*, 2013). Na osnovu raspoloživih seizmičkih i bušotinskih podataka nije bilo moguće rešiti strukturne odnose u ovako složenim područjima.

Kontakt između zone savskog šava i evropske margine teško je iskartirati zbog gornjokrednih turbidita (Schmid *et al.*, 2008; Ustaszewski *et al.*, 2010) deponovanih preko dakijske jedinice i istočnovardarskih ofiolita koji se nalaze u njenoj povlati (slika 9.3) (Čanović & Kemenci, 1988). Kontakt bi morao biti lociran severno od Fruške gore, čija podloga sedimentata, sedimentni pokrivač i ofioliti imaju zapadnovardarski afinitet (Toljić *et al.*, 2013). Savski šav i evropska margina verovatno se sučeljavaju duž velikog reversnog raseda severno od uzvišenja Slankamen (slika 9.5). Seizmički profili ne mogu biti u potpunosti dijagnostični s obzirom na to da su ofioliti nabušeni sa obe strane raseda (verovatno kontakt zone između istočnog i zapadnog Vardara) (slika 9.5). Kontakt između dve zone na istoku je lociran u blizini zapadne granice zrenjaninske depresije (slika 9.7), gde bušotine ukazuju na lateralnu tranziciju. Na istoku se deponuju donjokredni klastiti i plitkovodni karbonati urgonske facije (evropskog afiniteta), dok se na zapadu nalaze zapadnovardarski obdukovani ofioliti i ofiolitski melanž. Grupa miocenskih normalnih raseda koji se nalaze na zapadnom kraju zrenjaninske depresije možda je reaktivirala raniji zapadnovergentni kontakt između jedinica Dakije (SMM) i Dinarida (Jadar–Kopaonik) (slika 9.7).

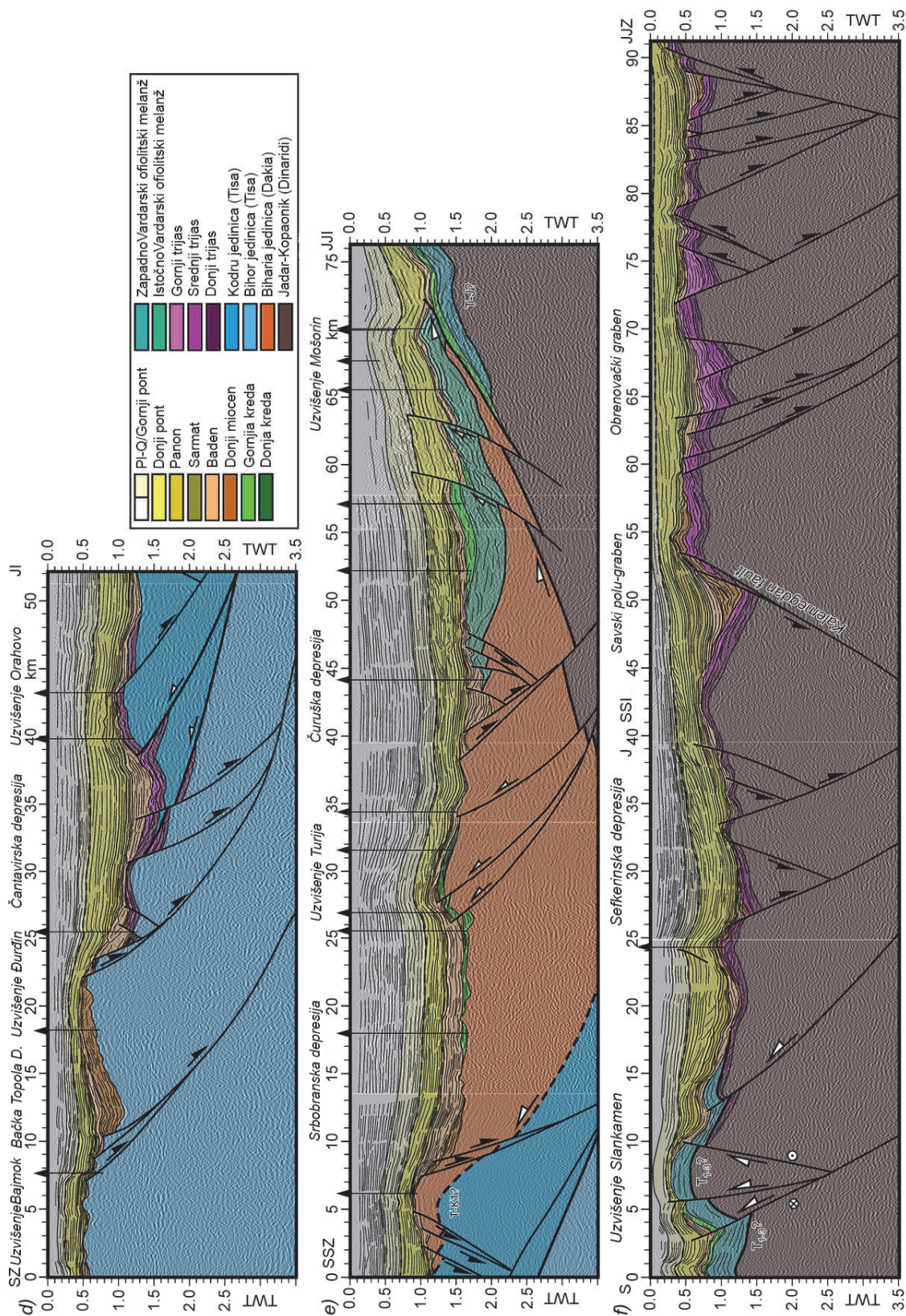


Slika 9.4. Neinterpretirani (gore) i interpretirani (dole) seizmički profil koji se nalazi u jugoistočnom delu Fruške gore (Matenco & Radivojević, 2012).

Na osnovu analize šireg istražnog područja očigledno je da je ekstenzija Panonskog basena migrirala u vremenu i prostoru. U jugoistočnom delu Panonskog basena, u blizini doline reke Morave i peri-Panonskog domena (Marović *et al.*, 2002; Marović *et al.*, 2007), uočavaju se dva duboka (polu)grabena koji imaju izuzetno veliku amplitudu kretanja (slika 9.1, prilog 4). Duboke basene orijentacije sever–jug čine kosi (polu)grabeni koji se nalaze uz normalne listrične rasede koji imaju veoma izraženo kretanje (depresije Pančeva i Drmna/Zagajice/Plandišta, slike 9.1. (prilog 4) i 9.2). Iako se normalni rasedi mogu lako lateralno korelisati sa seizmičkom interpretacijom u planu (*map view*), usled razlike u brzini kretanja raseda duž njihovog pružanja uočavaju se i brojni lokalni miocenski depocentri (slika 9.1, prilog 4).



Slika 9.5. (a-c) Neinterpretirani kompozitni seizmički profil generalne orijentacije sever–jug koji prelazi preko celog srpskog dela Panonskog basena sve do spajanja sa Dinaridima (Matenco & Radivojević, 2012).



Slika 9.5. (d-f) Interpretirani kompozitni seizmički profil generalne orijentacije sever-jug koji prelazi preko celog srpskog dela Panonskog basena sve do spajanja sa Dinaridima (Matenco & Radivojević, 2012).

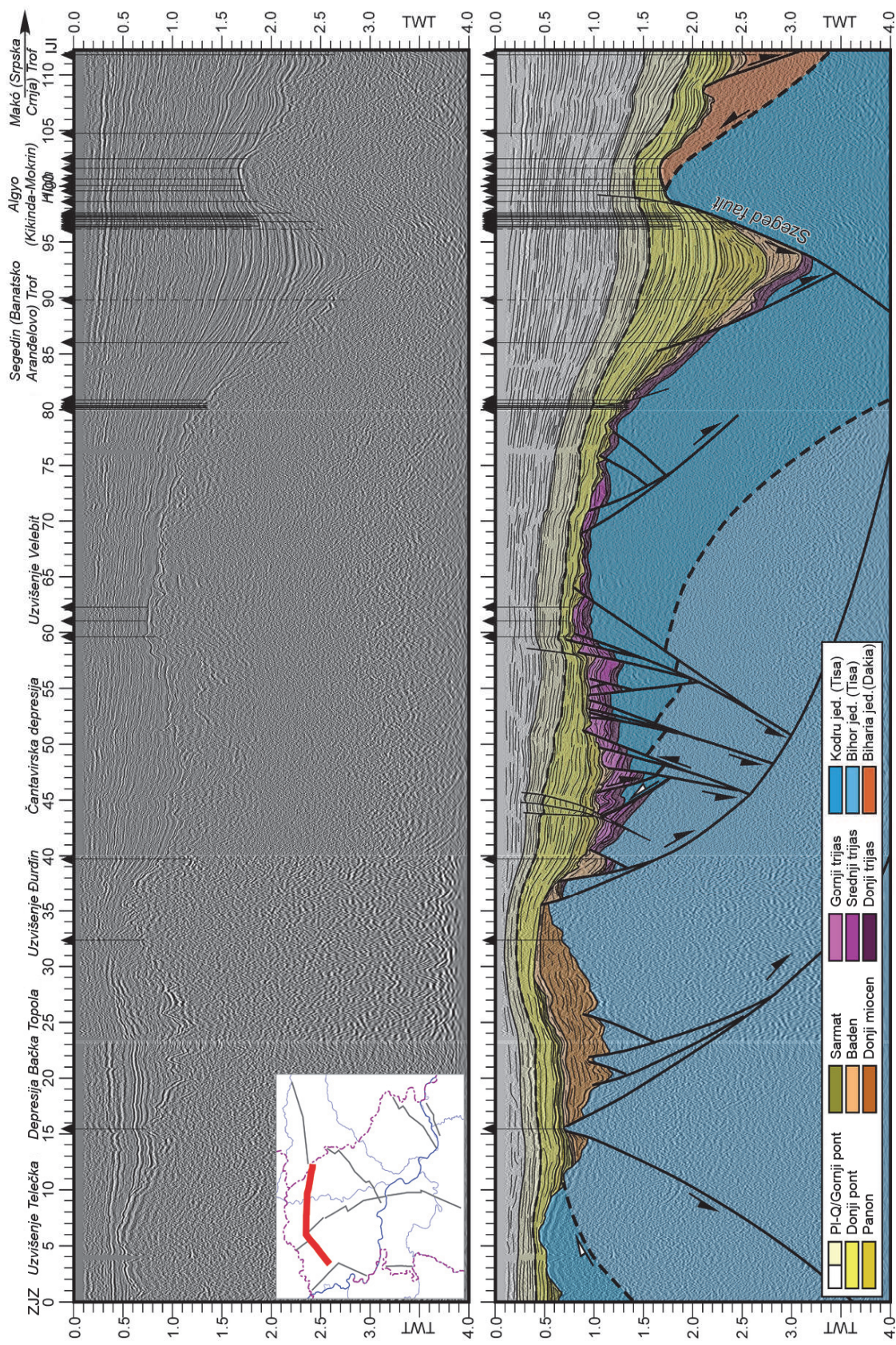
Zapadna struktura (pančevačka depresija, slike 9.2. i 9.3) formirana je duž sistema normalnih listričnih raseda koji se u dubini spajaju u pančevački detačment. Početak riftogeneze odigrao se u vreme starijeg miocena, nakon čega sledi badensko – starije sarmatska faza maksimalne riftogeneze. Sedimenti postriftogenog termalnog tonjenja deponovani su u vreme mlađeg sarmata–ponta. Istočna struktura (depresije Drmna/Zagajice/Plandišta, slike 9.2. i 9.3) pokazuje tipičan model ekshumiranog asimetričnog detačmenta (moravski detačment) s malim padnim uglom u pravcu istoka. Moravski detačment je presečen strmijim normalnim rasedima od kojih jedan ima veoma izraženo kretanje (i do 3 km). Ovaj rased je bio aktivan tokom miocena kao antitetička struktura glavnog moravskog detačmenta (slika 9.3) i formirao je lokalne subbasene u blizini Vršac/Varadija planina (depresija Zagajice, slika 9.1, prilog 4). Struktura je zapunjena kontinentalnim, aluvijalnim do jezerskim sedimentima starijeg miocena. Srednje–mlađe miocenska sedimentacija odvijala se tokom početka riftogeneze, faze maksimalne riftogeneze i neposredno posle nje.

Istražni prostor severnog Banata, zajedno sa susednim delovima u Mađarskoj i Rumuniji, uključuje strukture sa velikim intenzitetom kretanja – depresije Banatskog Arandelova (Segedin u Mađarskoj) i Srpske Crnje (Mako trog u Mađarskoj, Tomnatek u Rumuniji), i Kikinda–Mokrin uzvišenje (Alđe u Mađarskoj, Podeanu–Teremija u Rumuniji) (slike 9.1. (prilog 4) i 9.6; Tari *et al.*, 1999; Magyar *et al.*, 2006; Rabagia, 2009; Haas *et al.*, 2010). Ove strukture su odvojene normalnim rasedima malog padnog ugla i s veoma izraženim kretanjem sa vrlo izraženom erozijom na povlatnom bloku. Za razliku od povlatnog bloka, na podinskom bloku imaju veliku debljinu miocenskih sedimenata, koji u Mako trogu dostižu debljinu od 7 km (Magyar *et al.*, 2006).

Trog Banatskog Arandelova je asimetrični (polu)graben koji je nastao duž normalnog raseda koji se kretao i do 3 km u pravcu zapada (slike 9.1. (prilog 4) i 9.6). Miocenski sedimenti, nagnuti duž raseda Banatskog Arandelova, erodovani su antitetičkim normalnim rasedom manjeg kretanja koji ima pravac pada ka istoku (slika 9.6). Bušotine i sinkinematske refleksije pokazuju da se ekstenzija odvijala u više faza. Početnu badensku riftogenezu (*sensu* Prosser, 1993) sledi period sarmatske diskordancije/hijatusa. Nakon toga, u vreme panona dolazi do faze maksimalne riftogeneze i pontsko-kvartarne neposredne do kasne faze postriftne sedimentacije

(slika 9.6). Na osnovu detaljne seizmostratigrafske studije (Pigott & Radivojević, 2010), ustanovljeno je da je blago badensko tonjenje povezano sa otvorenim morskim uticajem. Posle tonjenja je došlo do brzog produbljivanja, u toku koga je stvaranje prostora za deponovanje sedimenata (*accommodation space*) znatno brže nego njegovo zapunjavanje (dubokovodna panonska Endred formacija). Nakon toga, sledi period brzog zapunjavanja panonskim dubokovodnim turbiditima (Solnok formacija), pontskim sedimentima padine i deltne ravnice (Alđe i Ujfalu formacije) i pliocensko-kvartarnim aluvijalnim sedimentima (Zađva/Nadalfeld [Nagyalföld] formacija) (Juhász *et al.*, 2007; Pigott & Radivojević, 2010). Kikindsko-mokrinsko uzvišenje pretrpelo je veliku ekshumaciju koja je nastala ne samo normalnim rasednim sistemom Banatskog Arandelova već i formiranjem susedne depresije Srpske Crnje na istoku.

Glavni depocentar depresije Srpske Crnje (Mako depresije ili troga) nalazi se neposredno uz severoistočni obod istražnog područja, u Mađarskoj i Rumuniji (slike 9.1. (prilog 4) i 9.6). Na seizmičkim profilima u Srbiji, uočljiva je samo ekshumirana zapadna strana, gde normalni rasedi koji padaju u pravcu istoka, stvaraju prostor za taloženje panonskih sinkinematskih sedimenata (slika 9.6). Seizmička interpretacija izvedena u Mađarskoj ukazuje na to da je 7 km dubok Mako trog formiran duž detačmenta velikih razmera (pada ka istoku) i da se ekshumacija krupnog bloka metamorfita (Alđe) odigrala u vreme srednjeg miocena (Tari *et al.*, 1999). Nedavna interpretacija ukazuje na to da su najdublji sedimenti izbušeni u depocentru Mako troga (na dubini od 5,8 km) panonske starosti, što sugeriše da su klasični badensko-sarmatski sinriftni sedimenti deponovani samo na obodima strukture (Magyar *et al.*, 2006). Ove opservacije ukazuju na jaku asimetriju ekstenzionog sistema, što podržava teoriju detačmenta. Pored toga, ova činjenica ukazuje i na to da se glavno kretanje detačmenta odigralo u vreme panona (slika 9.6), što je znatno kasnije od prethodno pretpostavljenog srednjomiocenskog vremena. Korelacija između postojećih bušotina u centru i na istočnom obodu Mako troga (Tulucan, 2007) ukazuje na to da je nakon badenskog tonjenja sledila glavna panonska faza normalnog rasedanja. Pre-miocenski sedimenti Mako troga (i njegovog istočnog produžetka) predstavljeni su debelim gornjokrednim klastitima koji su jako erodovani na obodima uzvišenja (slika 9.6), što ukazuje na veliku ekshumaciju povlatnih blokova u vreme miocenske ekstenzije.

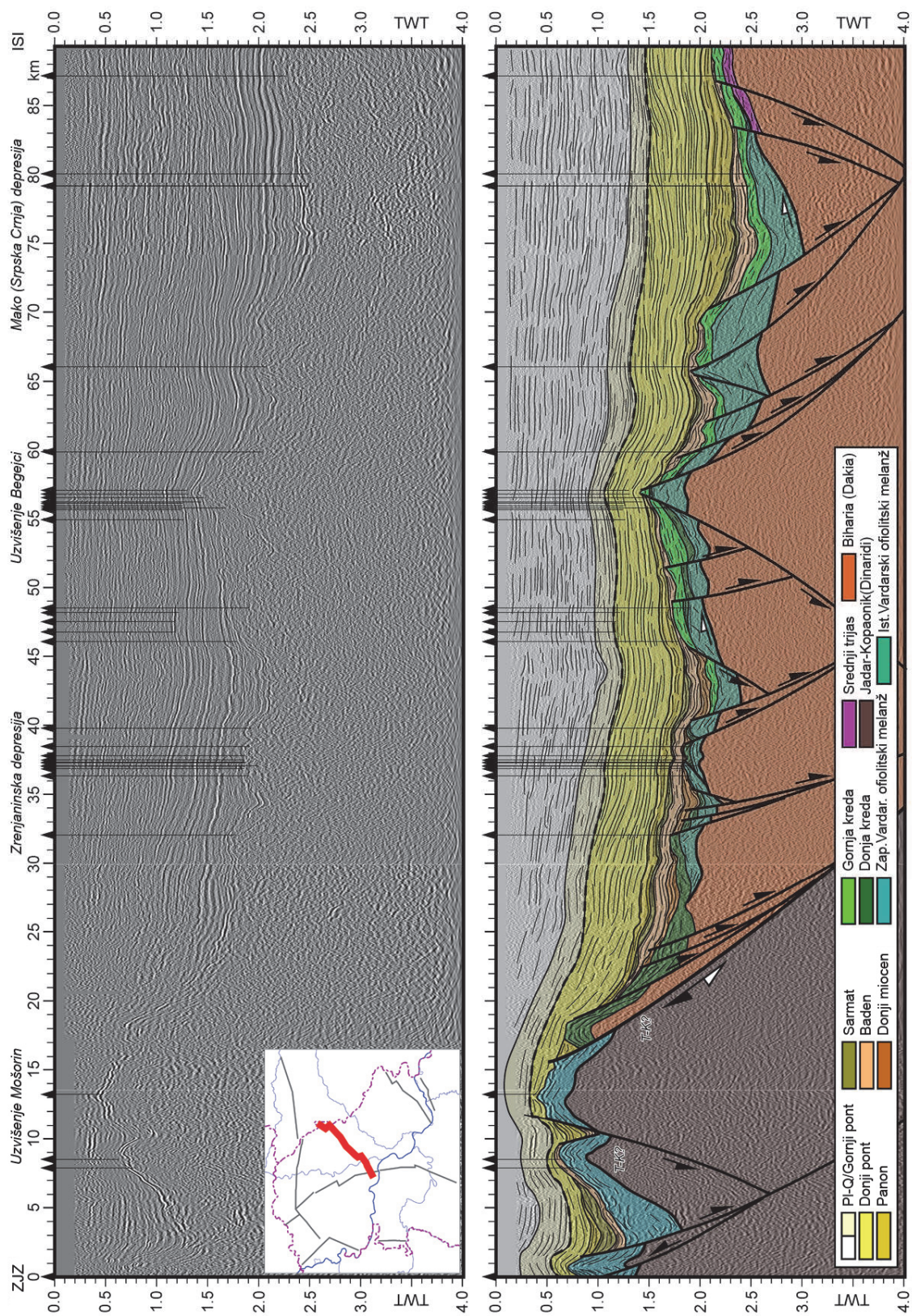


Slika 9.6. Neinterpretirani (gore) i interpretirani (dole) seizmički profil koji se nalazi na prostoru severnog Banata (Matenco & Radivojević, 2012).

Južni produžetak depresije Srpske Crnje nastavlja se u Rumuniju i širi se dalje ka jugu i istoku (slika 9.1, prilog 4). Na širem području prisutne su ekstenzione deformacije sa normalnim rasedima slabijeg kretanja, koji padaju u pravcu istoka i zapada, formirajući grabene i horstove (slika 9.7). Strukturno uzvišenje Begejci predstavlja zapadnu granicu depresije Srpske Crnje i sever-severoistočnu granicu zrenjaninske depresije (slike 9.1. (prilog 4) i 9.7). U zrenjaninskoj depresiji deponuju se donjomiocenski aluvijalni i jezerski sedimenti početne faze riftovanja koji su prekriveni tankim badensko-sarmatskim sedimentima faze najintenzivnije riftogeneze (*rift climax*) (slika 9.7). Zapadnu granicu depresije čini grupa normalnih starije pontskih raseda većeg intenziteta kretanja sa padom u pravcu SSI.

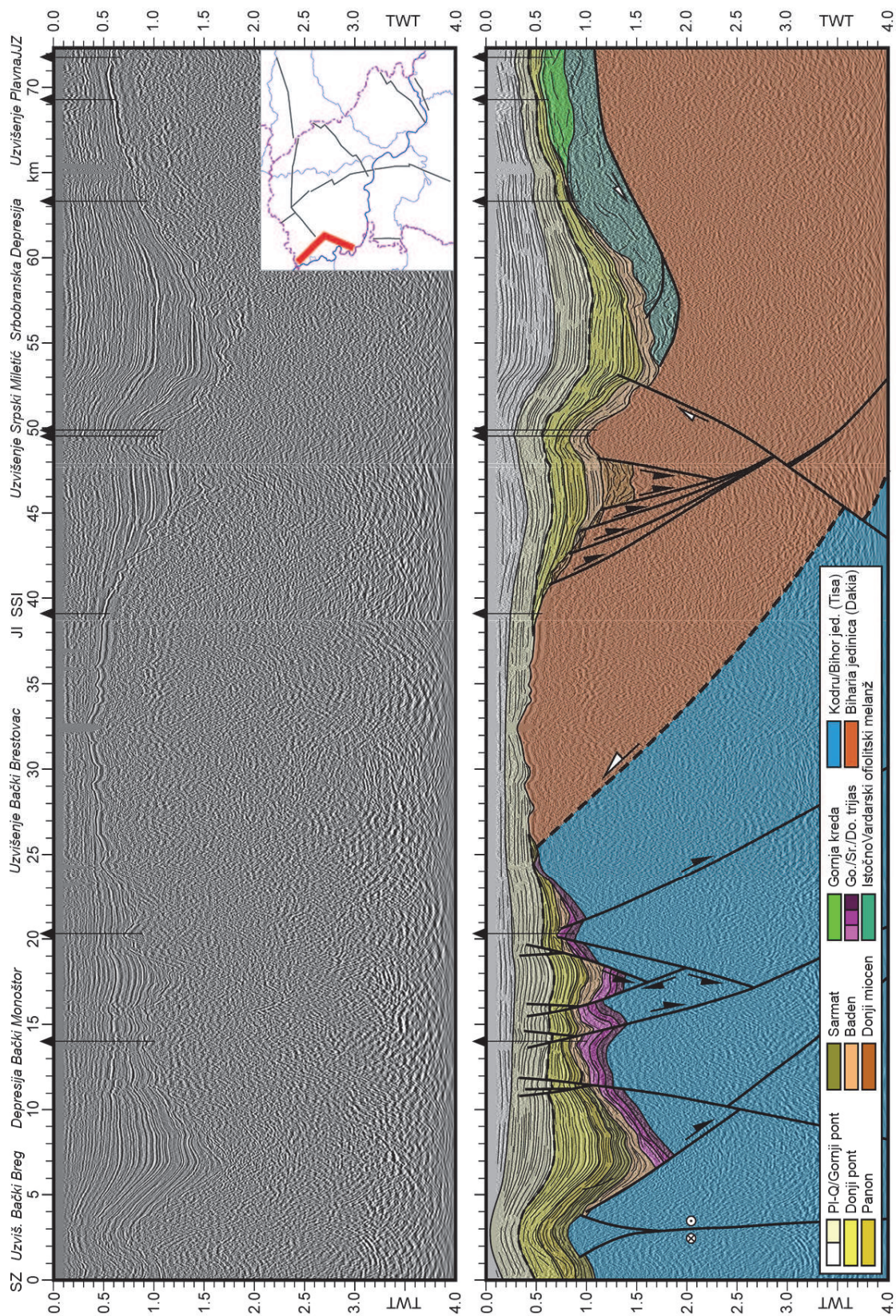
Geometrija ekstenzionog sistema, pružanja sever–jug (lokalno SZ–JI), koji se nalazi duž istočne margine Panonskog basena, ukazuje na to da su depresije kinematski povezane duž njihovog pružanja (slika 9.1, prilog 4). Asimetrična pančevačka depresija je svojim detačmentom, koji pada u pravcu istoka (slike 9.2. i 9.3), povezana sa depresijom Srpske Crnje i njenim detačmentom. Ovaj detačment ekshumira krupni metamorfni blok koji se nalazi na njegovom povlatnom bloku (kikindsko-mokrinska struktura (Alđe), slike 9.1. (prilog 4), 9.6. i 9.7). S druge strane, depresije Banatskog Arandelova i Zrenjanina ograničene su SSZ–JJI do ZSZ–IJI orijentisanim proširenjem glavnog Pančevo – Srpska Crnja detačmenta. Relativno uzan prostor zahvaćen ekstenzijom na jugu i u blizini Dunava širi se u pravcu severa. Pančevački detačment prelazi u velik broj normalnih raseda slabijeg kretanja u blizini zrenjaninske depresije (slike 9.1. (prilog 4) i 9.7).

Pre-neogena podloga na severozapadu srpskog dela Panonskog basena (slika 9.1, prilog 4) generalno je plića od ostalih delova basena, budući da su brojni normalni rasedi imali relativno malo kretanje u poređenju sa rasedima koji su bili aktivni u istočnom delu terena. Depresije Čantavira i Bačke Topole formirane su duž sistema normalnih listričnih raseda pravca pada ka JI i JJI. Ovi rasedi su povezani sa više antitetičkih normalnih raseda slabijeg kretanja (slike 9.1. (prilog 4), 9.5.d i 9.6). U depresiji Bačke Topole, kose sinkinematske refleksije ukazuju na to da su se faze početka riftogeneze, maksimalne riftogeneze i neposredne postriftogeneze dogodile u vreme starijeg miocena.



Slika 9.7. Neinterpretirani (gore) i interpretirani (dole) seizmički profil koji se nalazi u severoistočnom produžetku Fruške gore (Matenco & Radivojević, 2012).

U to vreme basen je gotovo u potpunosti ispunjen aluvijalnim i kontinentalnim jezerskim sedimentima. U postriftnoj fazi deponuju se badenski i panonski plitkovodni sedimenti male debljine. U depresiji Čantavira, sinkinematske refleksije ukazuju na početak riftogeneze i njenu maksimalnu fazu u vreme badena. Preko badenskih sedimenata nekada leže tanki sarmatski, a u slučaju njihovog odsustva direktno preko badena leže panonski postriftni sedimenti (slike 9.5.d i 9.6). Na osnovu erodovanja sarmatsko-panonskog pokrivača na đurđinskom uzvišenju može se uočiti izdizanje povlatnog bloka čantavirske strukture (slika 9.6). Na geometriju polugrabena Bačkog Monoštora uticale su pliocensko-kvartarne deformacije povezane s formiranjem uzvišenja Bački Breg (slike 9.1. (prilog 4) i 9.8). Ove strukture su lateralno kontinuirane sa velikim strukturama u Mađarskoj (Kiškunhalaš depresija). Badenski sinkinematski sedimenti naročito su dobro uočljivi u blizini normalnog raseda velikog kretanja s padom ka jugoistoku (slika 9.8). Uzvišenja Bački Brestovac i Telečka (slike 9.1. (prilog 4), 9.6. i 9.8) čine područje koje je ostalo u kontinentalnim uslovima tokom celog perioda ekstenzije. Ovo područje je prekriveno samo transgresivnim sedimentima jezera Panon. Istok-zapad orijentisani koridor koji se nalazi severno od Fruške gore karakterističan je po dubljem zaleganju pre-miocenske podloge i povlatnih sedimenata (slika 9.1, prilog 4). Donjo-srednjomiocenska depresija Srbobrana predstavlja ekstenzioni polugraben ograničen normalnim rasedima malog padnog ugla ka J-JI. Ovaj prostor je naknadno poremećen pliocensko-kvartarnim navlačenjem i ubiranjem u području uzvišenja Srpskog Miletića (slike 9.1. (prilog 4) i 9.8). Početak riftogeneze predstavljen je donjomiocenskim kontinentalnim sedimentima. Ekstenzija se nastavila tokom starijeg badena, kada dolazi do izdizanja SSZ povlatnog bloka i delimičnog erodovanja donjomiocenskih sedimenata. S druge strane, na podinskom bloku uočava se ograničeno postriftno tonjenje. Severni podinski blok srbobranske depresije nalazi se pod uticajem normalnih raseda pravca pada ka SSZ. Na bloku se uočavaju badenske sinkinematske refleksije koje formiraju simetričan horst (SSZ kraj slike 9.5.e). Sama simetrija je očigledna, dok je vreme deformacije različito duž oboda strukture. Južno od Srbobrana u depresijama Temerina i Zrenjanina, pružanje ekstenzione strukture se menja iz SZ-JI u ZSZ-IJI (slika 9.1, prilog 4). Čuruška depresija predstavlja SZ-JI orijentisani (polu)graben (slika 9.1, prilog 4), gde normalni rasedi pravca pada ka severozapadu i njihovi antitetici imaju badensku sinriftnu depoziciju (slike 9.1. (prilog 4) i 9.5.e).



Slika 9.8. Neinterpretirani (gore) i interpretirani (dole) seizmički profil koji prolazi kroz severozapadni deo Vojvodine sve do Fruške gore (Matenco & Radivojević, 2012).

Pliocensko-kvartarno izdizanje Fruške gore invertovalo je i erodovalo starije ekstenzione miocenske strukture. I pored toga, neke originalne ekstenzione geometrije mogu se rekonstruisati. Miocenski sedimenti koji su ekshumirani antiformom Fruške gore imaju dve orijentacije (Čičulić & Rakić, 1976, 1977). U donjomiocenskoj sinriftnoj sekvenci uočavaju se normalni rasedi pravca pružanja sever–jug, dok kasniji istok–zapad orijentisani normalni rasedi ukazuju na badensko-panonsku sinriftnu sedimentaciju (Toljić *et al.*, 2013). Drugi sistem raseda prisutan je sa obe strane planine formirajući veliki invertovani horst orijentacije istok–zapad. U istočnom produžetku fruškogorske strukture, asimetrični sistem normalnih raseda orijentisanih SZ–JI povezan je sa badensko-panonskom sinriftnom sedimentacijom, koja je naknadno deformisana kasnijim tektonskim procesima (slike 9.1. (prilog 4) i 9.7, zapadni obod uzvišenja Mošorin).

Između Fruške gore i reke Save, formirao se ekstenzioni lineament orijentacije istok–zapad sa dva subbasena – depresijama Sefkerina i Morovića (slika 9.1, prilog 4). Analiza sinkinematskih refleksija u morovičkoj depresiji pokazuje asimetričnu sinriftnu sedimentaciju donjomiocenskih i badenskih slojeva povezanih sa grupom normalnih raseda koji imaju pad ka jugu. Nakon toga, tokom panona, došlo je do reaktivacije normalnog rasedanja duž severnog oboda depresije udruženog sa postriftnom termalnom sedimentacijom u vreme sarmata–ponta (slika 9.4).

Uočava se veliki broj normalnih raseda, pravca pružanja istok–zapad, grupisanih u asimetričnim i simetričnim strukturama (depresija Sefkerina, savski polugraben, obrenovački graben i njegov južni produžetak, slika 9.5.f). Najveću strukturu predstavlja savski polugraben, sa normalnim rasedom koji pada ka severu. Kalemegdanski rased, koji predstavlja lateralni produžetak izdanka ispod tvrđave u Beogradu (slika 9.1, prilog 4), povezan je sa donjomiocensko-badenskom sinriftnom depozicijom, koju su sledili tanki postriftni sarmatsko-panonski sedimenti (slika 9.5.f). Jedini raspoloživi seizmički profil istočno od reke Save (slike 9.1. (prilog 4) i 9.5.f), korelisan sa površinskim geološkim kartama, ukazuje na normalne rasede generalnog pružanja istok–zapad. Ovi rasedi su povezani sa badensko-sarmatskom sinriftnom depozicijom. Na samom južnom kraju ovog seizmičkog profila, uočava se jedan veći polugraben koji sadrži donjomiocenske kontinentalne sedimente (slika 9.5.f).

Posle starije miocensko-panonske ekstenzije, tokom pontsko-kvartarne kontrakcije dolazi do formiranja reversnih raseda (ili navlaka) i otvorenih nabora. Najveće invertovane strukture predstavljaju Fruška gora i njen produžetak ispod sedimenata Panonskog basena – izdignuća Slankamen i Mošorin (slika 9.1, prilog 4). Na izdancima, pliocensko-kvartarni, aluvijalno-kontinentalni sedimenti su postepeno iskošeni (*tilted*). Iskošavanje je posledica izdizanja u centru planine i istovremene sedimentacije u depocentrima koji se nalaze duž njene severne i istočne padine (Čičulić & Rakić, 1976, 1977). Strukturno uzvišenje Slankamen ima reversne rasede velikog padnog ugla koji tonu u suprotnom pravcu i spajaju se u dubljim delovima ispod neogenih sedimenata (slika 9.5.f), što ukazuje na proces transpresije. Reversni rasedi velikog padnog ugla mogu se uočiti i duž južne padine ove antiforme jugozapadno od Fruške gore (slika 9.4). Severna padina je erodovana (*truncated*) serijom reversnih raseda južne vergence (slika 9.5.f). Seizmička interpretacija duž mošorinske strukture (ISI od Fruške gore) ukazuje na antiklinalu koja je ograničena starijim normalnim rasedima. Istovremeno, u pravcu zapada se uočavaju invertovani normalni rasedi (slika 9.7). Lokalna erozija i klinoliki oblik refleksija duž oboda antiklinale ukazuju na to da je inverzija počela već tokom starijeg pontsa (slike 9.5. i 9.7).

Invertovane strukture u centralnom delu terena povezane su sa sinkinematskim sedimentima koji ukazuju na starije pontski početak navlačenja i nastavak deformacija tokom kvartara. Uzvišenje Turija predstavlja ISI-ZJZ orijentisano područje koje je izdignuto duž sistema SSZ vergentnih raseda (slike 9.1. (prilog 4) i 9.5.e). Na zapadu, Srpski Miletić predstavlja slično ISI-ZJZ orijentisano strukturno uzvišenje nastalo usled JJI vergentne navlake (slika 9.8). Uzvišenje Orahovo (slika 9.5.d) na severu je formirano pod uticajem severovergentne navlake. U krajnjem severozapadnom delu šireg istražnog područja nalazi se pozitivna cvetna struktura (*positive flower structure*) Bački Breg (slika 9.8), koja se lateralno nastavlja u Mađarsku – izdignuto (*uplift*) područje severozapadno od depresije Kiškunhalaša.

Starije-mlađomiocensku (panonsku) ekstenziju sledilo je postriftno tonjenje različitog intenziteta. Rezultat tonjenja predstavlja sedimentacija koja se kreće u rasponu od nekoliko kilometara debelih sedimenata, pa do nedeponovanja (proces erozije).

Početni period postriftna sedimentacije sledilo je tonjenje velikih razmera povezano sa sedimentacijom u vreme ponta-kvartara. Tonjenje, koje predstavlja svakako najvažniji tercijarni događaj, delimično je istovremeno sa inverzijom Panonskog basena i vidljivo je na svim raspoloživim seizmičkim profilima.

Progradacija velikih razmera okarakterisana je tipičnom geometrijom: povlatni deo delte – prednji deo delte – podinski deo delte (*topset-foreset-bottomset*) (slika 9.6). Progradacija je generalno asimetrična i glavni putevi priliva sedimenata imaju lučnu geometriju koja potiče od glavnih izvora materijala smeštenih na severozapadu, severu i severoistoku (Transdanubija, centralni deo Panonskog basena i Apuseni planine). Progradacija, koja je starija u pravcu izvora sedimenata, odvijala se ka jugu, jugozapadu i jugoistoku. Ovakva geometrija predstavlja produžetak slične progradacione serije koja dominira centralnim područjima Panonskog basena u Mađarskoj, Rumuniji i Hrvatskoj (Vakarcs *et al.*, 1994; Juhasz *et al.*, 2007; Răbăgia, 2009; Magyar *et al.*, 2013). Sekundarni izvor sedimenata, sa znatno manjim uticajem, predstavljaju Dinaridi i Južni Karpati, što se uočava progradirajućom geometrijom u suprotnom pravcu. Progradacija se odvijala u pravcu zapada u odnosu na južnokarpatSKU marginu (istočni deo slika 9.2. i 9.3), odnosno u pravcu severa i istoka u odnosu na Dinaride (slike 9.3, 9.4. i 9.5). Generalno se može uočiti jaka asimetrija aluvijalno-delnog sistema koji zapunjava Veliku mađarsku ravniciu pomoću dva glavna fluvijalna sistema. Ova dva fluvijalna sistema predstavljaju preteče današnjih reka Dunav i Tisa (Juhasz *et al.*, 2007; Magyar & Sztanó, 2008; Magyar *et al.*, 2012). Oni su brzo zapunili severni, severozapadni i severoistočni deo basena tokom ponta-kvartara. Na srpskom delu Panonskog basena starost progradirajućih prednjih delova delte (*foreset*) gotovo je u potpunosti donjopontska. Stariji, panonski, prednji delovi delte sa redukovanom debljinom i geometrijom mogu se uočiti u pravcu izvora sedimenata (Južnih Karpata i Dinarida, slike 9.2, 9.3, 9.4. i 9.5). Mlađi, gornjopontski prednji delovi delte dokazani su samo na jednom delu istražnog prostora, na zapadnoj strani depresije Srpske Crnje (slika 9.6). Usled toga, može se zaključiti da je istovremena fluvijalno-deltna sedimentacija bila prisutna samo u ograničenim delovima Panonskog basena.

9.2. Miocensko-kvartarna kinematika

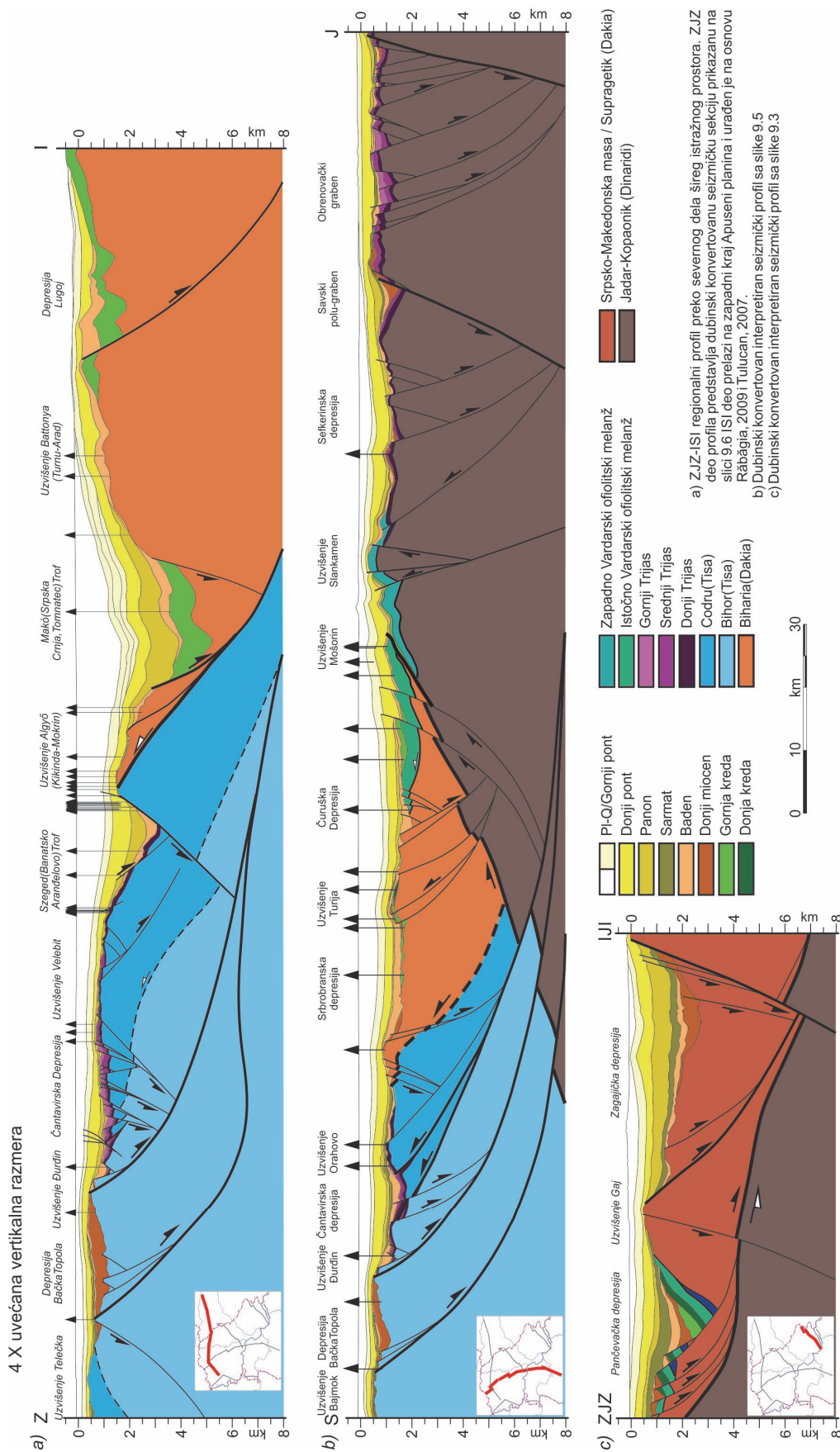
Ekstenzija u srpskom delu Panonskog basena generalno ima asimetričnu geometriju sa deformacijama koje duž basena migriraju u prostoru i vremenu. Sinriftna faza je trajala znatno duže nego što se pretpostavljalo i obuhvata period od starijeg miocena do starijeg ponta. Trenutak završetka ekstenzije prilično je dobro određen na osnovu seizmičkih profila. S druge strane, apsolutno vreme ekstenzije (8–5,5 miliona godina) nije precizno određeno, usled neusaglašene biostratigrafske korelacije granice donjeg pontu u Centralnom Paratetisu.

Na osnovu geometrije povlatnog bloka i normalnih raseda malog padnog ugla i ranije je bilo pretpostavljeno postojanje regionalnih zona detačmenta u domenu Velike mađarske ravnice, po kojima je izvedena ekshumacija krupnih blokova metamorfita (*core complex*) (Tari *et al.*, 1999; Tari & Horvath, 2006). Karakteristične seizmičke geometrije takođe ukazuju na prisustvo glavnih detačmenta na prelazu između Karpata i Dinarida (slike 9.2. i 9.3). Ovi detačmenti su potvrđeni na Fruškoj gori, Bukulji i Ceru, gde su doveli do izdizanja povlatnog bloka od 10 do 15 km (Stojadinović *et al.*, 2013; Toljić *et al.*, 2013).

U blizini doline reke Morave, kontakt između SMM i zone Jadar–Kopaonik ima pad u pravcu zapada. Ovaj kontakt se povezuje s velikim detačmentom pravca pada ka istoku koji ima površinski izdanak na Bukulji (Matenco *et al.*, 2010b). Iz ovoga se može zaključiti da se pančevački detačment (zapadno od seizmičkog profila, slike 9.2. i 9.3) povezuje sa detačmentom na istočnoj strani Bukulje.

Deformacioni oblici na regionalnom geološkom profilu ukazuju na asimetrični ekstenzioni model u kome strukture postaju sve mlađe u pravcu istoka (slika 9.9.a, prilog 5). Radi boljeg sagledavanja geološko-tektonskih odnosa, vertikalna razmera geološkog profila je četiri puta povećana (slika 9.9, prilog 5). Deformacijama dominiraju normalni rasedi malog padnog ugla, od kojih najvažniji padaju ka severoistoku ili istoku, i povezani su sa antitetičkim normalnim rasedima velikog padnog ugla (slike 9.1. (prilog 4) i 9.9.a (prilog 5)). Kretanje duž listričnih raseda povezano je sa antitetičkim rotacijama i ekshumacijom povlatnih blokova, koja je formirala regionalnu asimetriju u kasnomiocensko-kvartarnim postriftnim

sedimentima (slika 9.9.a, prilog 5). Primer ovakve geometrije može se videti u depresijama Bačke Topole, Pančeva i Srpske Crnje (slike 9.9. a i c, prilog 5). Izdizanje povlatnog bloka uočljivo je po erodovanju slojeva, kako u slučaju struktura koje imaju veći intenzitet kretanja (uzvišenja Kikinde–Mokrina i Gaja), tako i u slučaju gde rasedi imaju slabije kretanje (uzvišenja Telečka i Đurđin) (slika 9.9.a, prilog 5). Karakteristično za ovakav tip geometrije jeste prisustvo serije detačmenta malog padnog ugla koji se formiraju prilikom ekstenzije. U ovim situacijama, postepeno izostatsko izdizanje (*uplift*) povlatnih blokova formira asimetrične basene koji bivaju napušteni, nakon čega se formiraju mlađi detačmenti u pravcu transporta (Lister & Davies, 1989). Ova činjenica je u saglasnosti sa opservacijama u vezi sa srpskim delom Panonskog basena, gde se relativno stariji baseni nalaze u jugozapadnim i zapadnim delovima, dok se mlađi baseni nalaze u pravcu severoistoka i istoka. *Simple shear* ekstenzija formirala je starije miocensku depresiju Bačke Topole, badenske depresije Čantavira i Banatskog Arandelova (Segedin) i duboku panonsku depresiju Srpske Crnje (Mako trog) (slika 9.9.a, prilog 5). Takođe, u južnom delu srpskog Panonskog basena, ekstenzija je povezana sa postepeno mlađom ekstenzijom koja ima svoj vrhunac u vreme badena u pančevačkoj depresiji i postaje postepeno mlađa sarmatsko – starije pontska u depresijama Drmna/Plandišta/Zagajice (slika 9.9.a i 9.9.c, prilog 5). Izuzetak predstavlja period badensko – starije sarmatske ekstenzije, koja je imala veće rasprostranjenje. U poređenju sa starijim ili mlađe miocenskim normalnim rasedima, srednjomiocenski ekstenzioni (polu)grabeni formiraju se i u područjima koja se nalaze zapadnije ili južnije od mlađe miocenskih normalnih raseda (depresija Bačkog Monoštora ili uzvišenje Bački Breg) (slike 9.1. (prilog 4) i 9.9. (prilog 5)). Pored toga, oni se formiraju i istočnije od starije miocenskih struktura (depresija Lugož u Rumuniji) (slika 9.9.c, prilog 5). Ova činjenica ukazuje na to da je ekstenzija počela tokom starijeg miocena u blizini Dinarida, nastavila se svuda u vreme srednjeg miocena i završila se tokom gornjeg miocena u blizini Apuseni planina i Južnih Karpata. Pored toga, uočava se da do promene vremena ekstenzije dolazi čak i duž pružanja iste strukture. Normalno rasedanje u pančevačkoj strukturi je starije miocensko – starije sarmatsko, dok je u njenom severnom produžetku – depresiji Srpske Crnje ekstenzija u osnovi panonske starosti (slika 9.9. a, c, prilog 5).



Slika 9.9. Regionalni dubinski profil preko Panonskog basena u Srbiji i Rumuniji (Matenco & Radivojević, 2012).

Široko rasprostranjenje badensko-sarmatskih (polu)grabena povezano je sa drugačijom ekstenzionom geometrijom. Starije i mlađe miocenske strukture u suštini su asimetrične i formiraju se uz glavne normalne rasede malog padnog ugla u pravcu severoistoka i istoka. Srednjomiocenske strukture koje se formiraju u jugoistočnom delu Panonskog basena takođe imaju ovu karakteristiku (pančevačka depresija, slika 9.9.c, prilog 5). Asimetrija srenjomiocenskih struktura smeštenih u centru ili jugoistočnom delu Vojvodine (depresije Zrenjanina, Morovića ili Čantavira, slike 9.4, 9.5, 9.6. i 9.7) manja je, iako je i ona kontrolisana listričnim rasedima malog padnog ugla.

Stil ekstenzije direktno utiče na sedimentološke facije i biostratigrafsku evoluciju. Početak starijemiocenske asimetrične ekstenzije rezultira široko rasprostranjenim kontinentalnim, aluvijalnim do jezerskim facijama početka riftogeneze. Veliki broj plitkih izolovanih starije-srednjomiocenskih basena zapunjenih kontinentalnim sedimentima i dalje je očuvan u Dinaridima. Oni na mestu spajanja sa istočnim Alpima formiraju takozvani Dinaridski jezerski sistem (De Leeuw *et al.*, 2010; Harzhauser & Mandic, 2008). Najočigledniji primer ovog endemskog kontinentalnog sistema danas je prisutan duž reke Morave u centralnoj i južnoj Srbiji. Na ovom području asimetrična ekstenzija je rezultirala tankom donjomiocenskom kontinentalnom sedimentacijom u podinskom bloku (slika 9.9.c, prilog 5). Sistem je zapunjen krupnozrnim aluvijalnim konglomeratima i peščarima koji su pokriveni slatkovodnim jezerskim laporcima.

Simetrična srednjomiocenska ekstenzija rezultovala je lokalizacijom značajnog tonjenja u centru (polu)grabena, što omogućava marinsku transgresiju i formiranje dubokovodnijih sedimentoloških facija u vreme badena-sarmata. Na granici sa panonom, brzo izdizanje Karpata prekinulo je vezu sa Istočnim Paratetisom i erodovalo veliku količinu sedimenata, što dovodi do postepenog zapunjavanja basena. Regresivna faza je prekinuta asimetričnom panonsko – starije pontskom ekstenzijom, koja je počela u blizini Južnih Karpata i Apuseni planina i formirala duboke ekstenzione strukture – depresija Srpska Crnja (Mako trog) i sistem Drmno/Plandište/Zagajica.

Pravac ekstenzionih struktura na srpskom delu Panonskog basena vrlo je promenljiv (slika 9.1, prilog 4). Od SI–JZ do sever–jug u blizini granice sa Rumunijom (Južnim Karpata i Apuseni planinama), preko SZ–JI, ZSZ–IJI i sever–severozapad u centralnim delovima, pa do zapad–istok orijentisanih struktura u području južno od Fruške gore. U okviru šireg istražnog prostora, ne uočavaju se znatne transkurentne deformacije udružene sa miocenskom ekstenzijom, iako se prisustvo lokalnih horizontalnih (*strike slip*) raseda ne može u potpunosti isključiti.

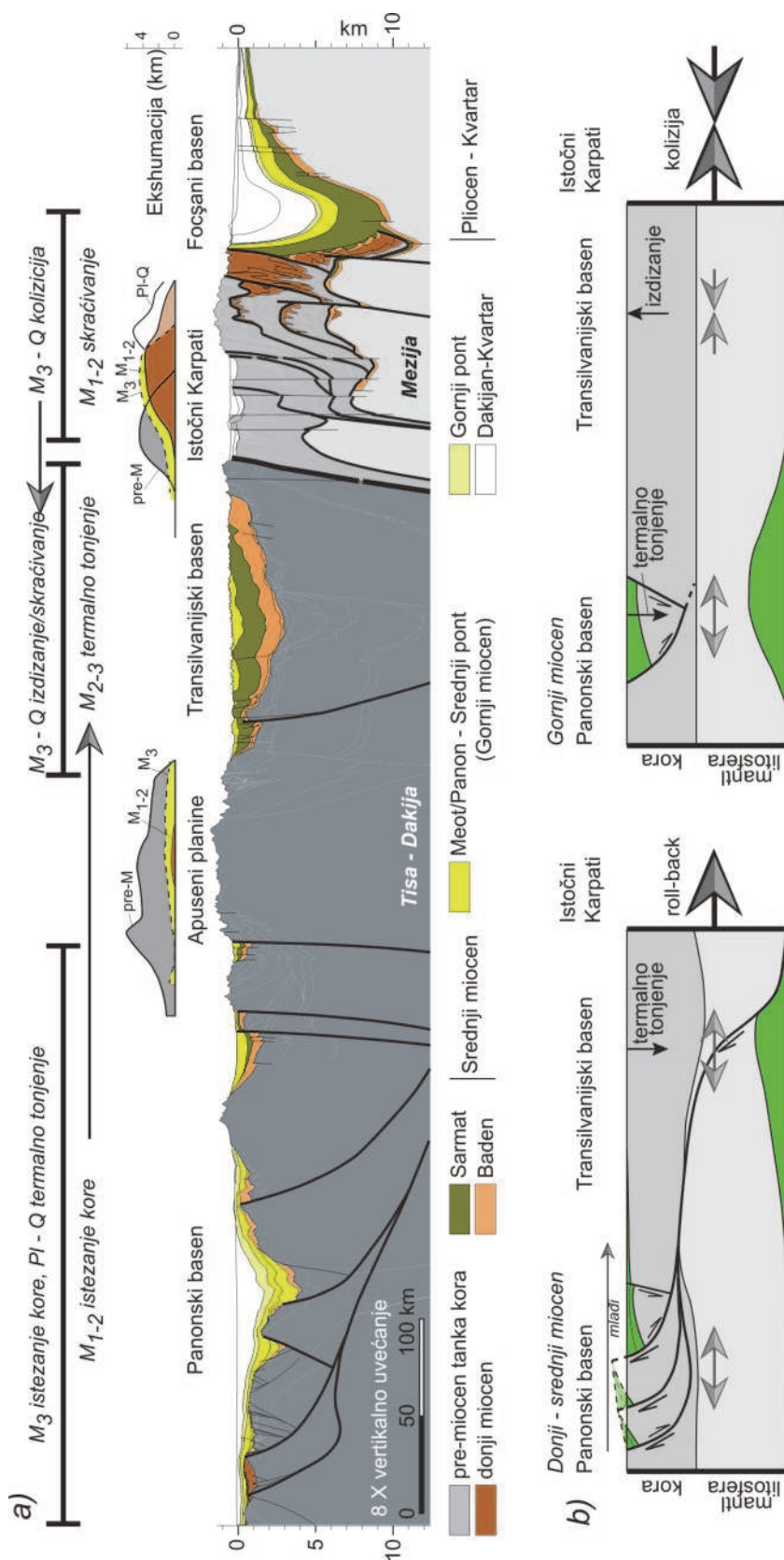
Miocensko-kvartarno termalno tonjenje basena je asimetrično i najbolje se uočava u ekstenzionom lineamentu (orijentacije sever–jug) smeštenom u blizini granice s Rumunijom (Južnih Karpata i Apuseni planina, slike 9.9. a, c, prilog 5). Donjo-srednje miocensku ekstenziju izvan ovog lineamenta nije sledila depozicija znatne količine sedimentata koja bi mogla biti pripisana termalnoj relaksaciji rifta. U svim slučajevima neposredno posle ekstenzije deponovali su se tanki (badenski i/ili sarmatski) postriftni sedimenti koji su zapunili ranije formirane basene (slike 9.9. a, b, prilog 5). Ovi sedimenti su često erodovani izdizanjem povlatnog bloka struktura koje se nalaze na istoku ili severoistoku. Sarmatski i (lokalno) panonski sedimenti su ili veoma tanki ili odsutni, dok panonsko-donjopontski leže direktno preko badenskih slojeva, kao što je to slučaj u depresijama Banatskog Arandelova i Srpske Crnje ili duž njihovih oboda (slika 9.9.a, prilog 5). Ova pojava je uočena na regionalnoj skali i predstavlja sistematsko pravilo za post starije-srednjomiocensku riftogenezu. Najočigledniji dokaz da se erozija nije odigrala isključivo u jednom stratigrafskom članu može se uočiti u jugoistočnom srpskom delu Panonskog basena gde sarmatsko izdizanje nije registrovano. Na ovom mestu, badenski-donjopontski sedimenti postepeno su transgresirani preko oboda struktura Pančevo–Drmno–Zagajica bez uočljive diskordancije između njih (slike 9.2. i 9.3). Ova konstatacija nije u skladu sa prethodno definisanom sarmatsko-panonskom diskordancijom u Panonskom basenu koja predstavlja rezultat regionalnog izdizanja tokom glavne faze karpatske kolizije (prva faza inverzije prema: Horváth, 1995). Iako se ova druga interpretacija ne može u potpunosti isključiti, na seizmičkim profilima se ne uočavaju kompresione strukture na granici panon–sarmat, tako da je sedimentacija

srednjomiocensko-panonskih slojeva isključivo kontrolisana prostorom koji je formiran ranijim normalnim rasedima.

Za razliku od perioda ekstenzije, intenzivna sedimentacija nastala termalnim tonjenjem direktno je povezana s panonsko – starije pontskim detačmentima i/ili normalnim rasedima (strukture Srpska Crnja i Drmno/Plandište/Zagajica, slike 9.9. a, c (prilog 5) i 9.10). Glavni depocentri sedimentacije termalnog tonjenja, prekrivaju asimetrične ekstenzione strukture. Sedimentacija nastala termalnim tonjenjem ima znatno veće rasprostranjenje nego ona u polugrabenima, naglašavajući mesta koja odgovaraju trenutnom izdizanju astenosfere uočenom ispod Panonskog basena (Horváth *et al.*, 2006). Zabeleženo je znatno pontsko-kvartarno tonjenje (do 3–4 km), kada dolazi do postepenog širenja sedimentacije i prekrivanja preostalih strukturnih uzvišenja (uzvišenja Bačka ili Gaj, slike 9.9. a, c (prilog 5) i 9.10). Počevši od pontsa, basen počinje brzo da se zapunjava masivnom progradacijom sa severa i severozapada. Osim ovom masivnom progradacijom, basen se u manjem obimu zapunjava i sa istoka, jugoistoka i juga. Nakon zapunjavanja basena, termalno tonjenje je držalo korak sa sedimentacijom, tako da se basen kontinuirano zapunjavao kontinentalnim aluvijalnim sedimentima (Juhász *et al.*, 2007).

Jugoistok srpskog dela Panonskog basena predstavlja izuzetak od mehanizma postriftnog tonjenja, koje migrira u vremenu i prostoru. Na ovom prostoru sedimenti termalnog tonjenja pokrivaju ekstenzione detačmente tokom celog miocenskog perioda (slika 9.9. c, prilog 5).

Inverzija srpskog dela Panonskog basena koja je započela tokom starijeg pontsa najbolje se uočava po sinkinematskoj sedimentaciji duž oboda antiformalnih struktura i lokalnoj eroziji duž njenih kulminacija (strukture Orahovo, Bački Breg, Srpski Miletić ili Turija, slike 9.8. i 9.9. (prilog 5)). Početak inverzije duž ivice Dinarida raniji je od pliocensko-kvartarne inverzije severnog dela i glavnog depocentra Panonskog basena (Placer, 1999; Tomljenović & Csontos, 2001; Vrabec & Fodor, 2005; Bada *et al.*, 2007). Raniji početak inverzije može biti posledica mehaničkog udruživanja između kore i litosfere, tako što se inverzija brže odigrala na mestima gde je litosfera snažnija, što je karakteristično za prelaz između Dinarida i Panonskog basena (Jarošinski *et al.*, 2011).

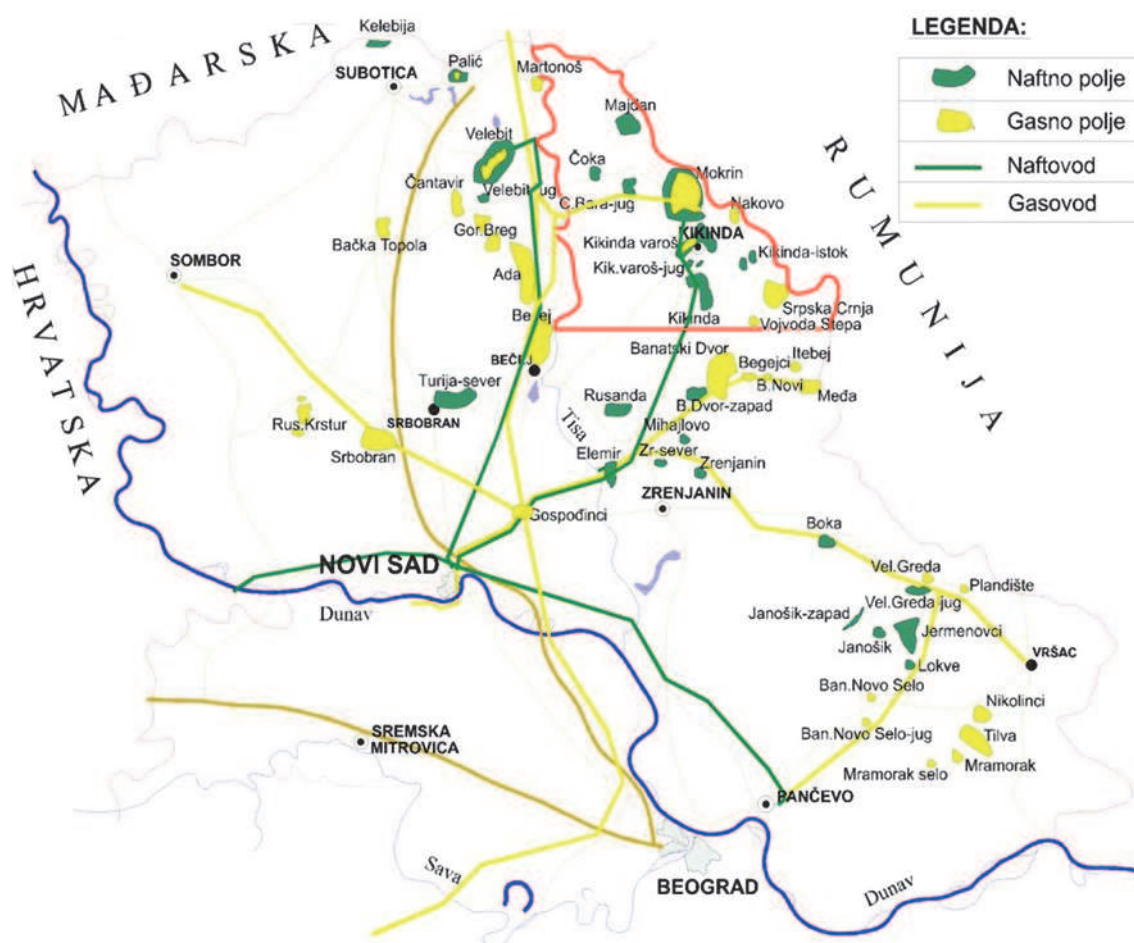


Slika 9.10. (a) Pojednostavljeni geološki profil duž jugoistočnog dela Panonskog basena, Apuseni planina, Transilvanijskog basena i Istočnih Karpata (Schmid et al., 2008; Matenco et al., 2010a; Matenco & Radivojević, 2012, modifikovano). (b) Pojednostavljena skica predloženog miocensko-kvartarnog mehanizma.

Seizmičkom interpretacijom uočene su strukture orijentacije istok–zapad koje su paralelne s današnjim pružanjem Dinarida. Ova činjenica je u saglasnosti sa studijama koje pretpostavljaju da je uvlačenje Adrije predstavljalo mehanizam kasnije faze inverzije (Pinter *et al.*, 2005). Inverzija se najjasnije može uočiti na istok–zapad orijentisanom lineamentu u blizini Fruške gore i uzvišenja Slankamen. Vertikalno kretanje ovih transpresionih struktura naglo prestaje u pravcu istoka (slika 9.1, prilog 4), dok sama otvorena antiklinala formira malo vertikalno izdignuće (slika 9.9.b, prilog 5). Izdignuto područje, u kombinaciji sa istovremenim navlačenjem zabeleženim na južnom obodu bačkog regionalnog (uzvišenja) izdignuća, „prepisalo“ je početno ekstenziono tonjenje zapad–istok u tonjenje orijentacije SZ–JI. Sveukupna inverzija zabeležena u srpskom delu Panonskog basena manje je značajna u poređenju s drugim mestima. Mnogo veći intenzitet izdizanja i kretanja raseda zabeležen je u centralnim delovima Panonskog basena i Transdanubijskih planina u Mađarskoj, Hrvatskoj i Sloveniji (Horváth & Cloetingh, 1996; Sacchi *et al.*, 1999; Tomljenović & Csontos, 2001; Fodor *et al.*, 2005; Magyar & Sztanó, 2008).

DEPRESIJE SEVERNOG BANATA I NJIHOVA UGLJOVODONIČNA PERSPEKTIVNOST

Jedina do sada otkrivena ležišta ugljovodonika na prostoru Srbije nalaze se u okviru Panonskog basena. Većina komercijalnih rezervi nafte i gasa nalazi se u Vojvodini, od kojih se gotovo sva najznačajnija polja nalaze na prostoru severnog Banata ili u njegovoj neposrednoj blizini (slika 10.1).



Slika 10.1. Ležišta ugljovodonika na prostoru Vojvodine (Danilin, 2011, NIS a.d. – JSC “Petroleum Industry of Serbia” – Energy Community). Crvenim poligonom označen je prostor severnog Banata.

U Srbiji je do sada objavljeno samo nekoliko radova o naftnoj geologiji i to uglavnom u lokalnim časopisima (Kostić, 2000; Kostić & Ercegovac, 2002; Šolević *et al.*, 2006; Stojanović *et al.*, 2007; Šolević *et al.*, 2007; Jelenković *et al.*, 2008; Pigott & Radivojević, 2010; Mrkić *et al.*, 2011; Yilmaz *et al.*, 2011) i izdanjima

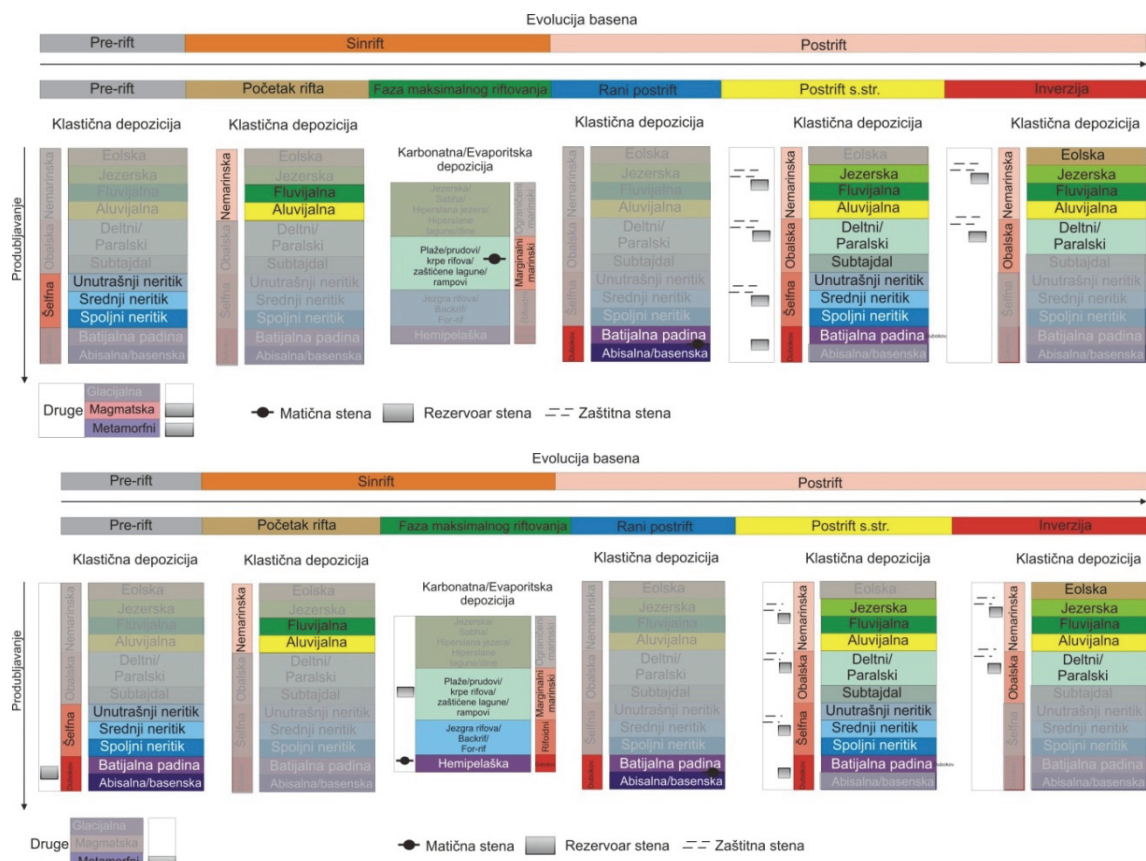
Društva inženjera i tehničara NIS Naftagasa. Međutim, u susednoj Mađarskoj, Hrvatskoj i Rumuniji postoji više publikacija čija je tema ugljovodonična perspektivnost Panonskog basena (Kokai & Pogacsas, 1991; Szalay & Koncz, 1991; Kokai, 1994; Teleki *et al.*, 1994; Hernitz *et al.*, 1995; Horváth & Tari, 1999; Saftić *et al.*, 2003; Dolton, 2006; Magyar *et al.*, 2006; Tari & Horváth, 2006; Troskot-Čorbić *et al.*, 2009; Corver *et al.*, 2009; Krezsek 2010; Badics & Vető, 2011).

10.1. Poređenje ugljovodoničnih subdepresija severnog Banata

Princip analogije je jedan od najkorišćenijih prilikom određivanja ugljovodonične perspektivnosti pojedinih basena. S obzirom na to da su svi baseni nastali na drugačiji način, korišćenje analogije na nivou basena može dovesti do pogrešnih zaključaka. Međutim, koncept deljenja basena na njegove standardne (jednostavnije) delove dozvoljava nam da izvodimo poređenje koje ne bi bilo moguće posmatranjem basena u celini. Na prostoru severnog Banata nalaze se depresije Srpske Crnje (Mako trog) i Banatskog Arandelova (Segedin), koje su odgovorne za generisanje najvećih polja ugljovodonika na prostoru Srbije. U svrhu poređenja ova dva subbasena korišćene su paleta facija (*facies palette*) i plot trajektorija (*trajectory plot*), koji omogućavaju uvid u tektonostratigrafsko razviće basena. Dijagrami događaja (*event chart*) i toka ugljovodoničnog sistema (*petroleum system flow diagram*) korišćeni su za poređenje ugljovodoničnih sistema i plejeva (*play*). Za određivanje preostalog ugljovodoničnog potencijala koriste se kriming kriva (*creaming curve*) i dijagram distribucije veličine polja (*field size distribution diagram*), koji daju informaciju o istoriji istraživanja basena bilo na nivou basena, njegovog ciklusa, nivou pleja ili samog pleja.

10.1.1. Paleta facija

Paleta facija (*facies palette*) opisuje sredinu sedimentacije u različitim ciklusima basena. Ciklusi basena mogu biti predstavljeni i definisani kao preriftni, sinriftni, tranzicioni, postriftni i kompresioni/inverzni. Depresije Banatskog Arandelova i Srpske Crnje, iako su odvojene samo kikindsko-mokrinskim uzdignućem, i pored toga što imaju većinu slično razvijenih facija, imaju i određene razlike (slika 10.2).



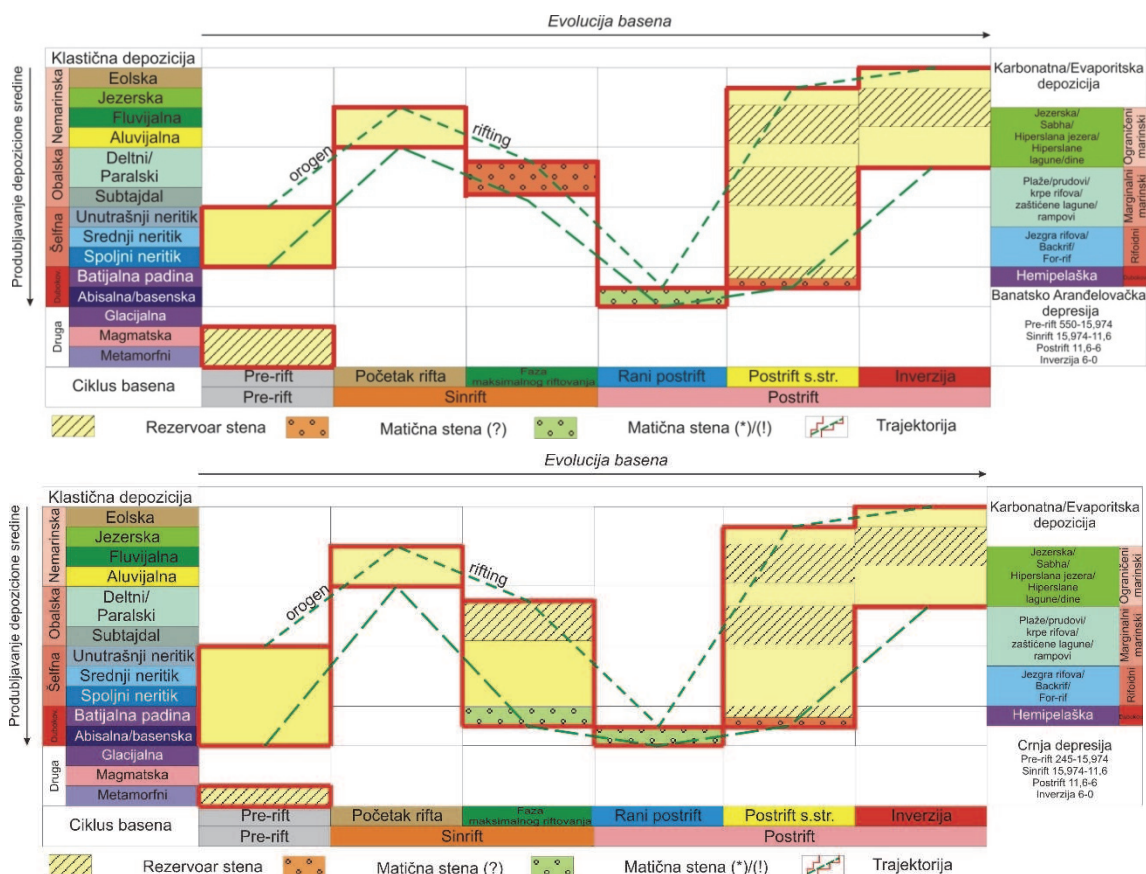
Slika 10.2. Paleta facija depresija Banatskog Arandelova (gore) i Srpske Crnje (dole). Na mestima gde je poznato da se u ovoj sredini nalaze matične, rezervoar i zaštitne stene, stavljen je odgovarajući simbol.

Na prostoru depresije Banatskog Arandelova, pored metamorfnih stena, u preriftnoj sekvenci se mogu naći i magmatske stene, koje ujedno mogu biti i rezervoar stene u slučaju kada su frakturirane. Takođe, prilikom faze maksimalne riftogeneze u depresiji Srpske Crnje deponuju se rifovi i hemipelaški karbonati koji predstavljaju matičnu stenu. Krpe rifova su prisutne i u depresiji Banatskog Arandelova, ali one u njoj predstavljaju rezervoar stene. Postriftni ciklus i inverzija, u obe depresije, imaju potpuno isto razviće.

10.1.2. Plot trajektorija

Plot trajektorija (*trajectory plot*) je pogodno sredstvo za vizualizaciju evolucije sedimentnog basena nasuprot ciklusa tektonske evolucije basena. Plot je predstavljen tektonskim fazama na horizontalnoj osi i odgovarajućim sedimentacionim sekvencama (depozicionim sredinama) na vertikalnoj osi (Doust, 2003). Za prikazivanje sedimentacionih sekvenci korišćeni su klasični i karbonatni depozicioni sistemi. Vreme prikazano na horizontalnoj osi nije linearno pošto je

akcentat stavljen na određivanje i upoređivanje različitih ciklusa basena, a ne na određivanje njihove starosti i dužine trajanja. Plot trajektorija opisuje raspon depozicionih sredina razvijenih u toku evolucije basena, sa obeleženim razvićem matičnih i rezervoar stena. Na mestima gde se trajektorije dva basena podudaraju, mogu se očekivati slični nivoi generativne matične stene i produktivni plej (rezervoar) nivoi.



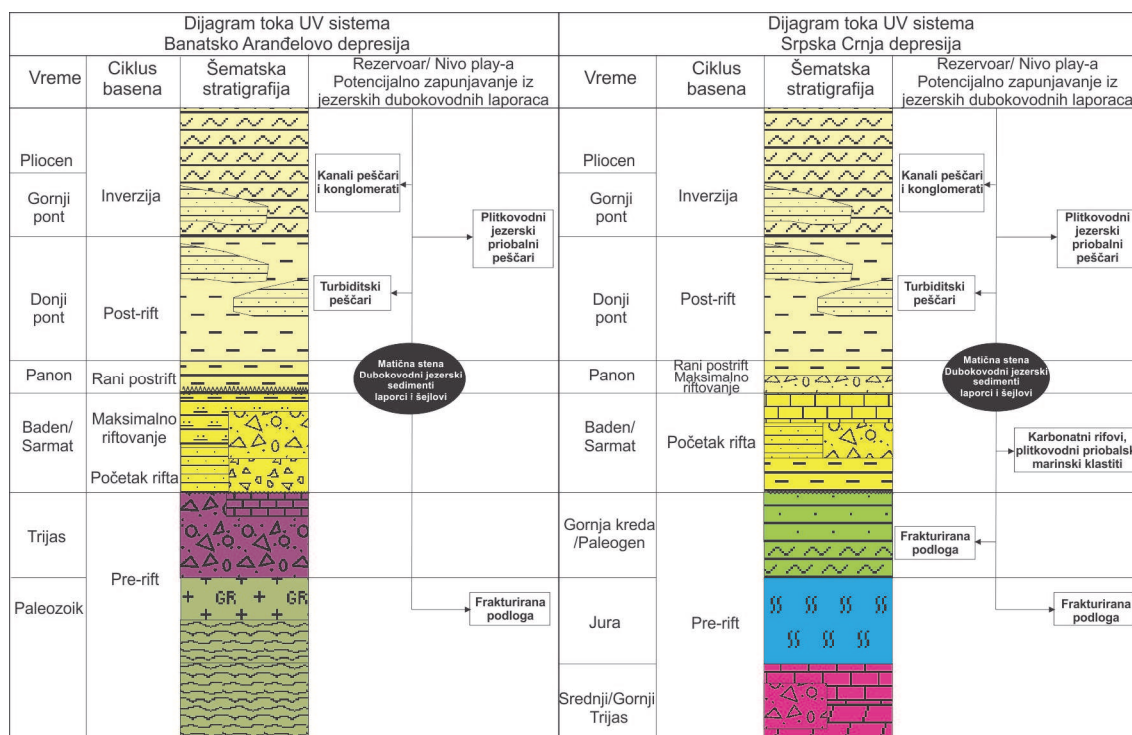
Slika 10.3. Plot trajektorija depresija Banatskog Arandelova (gore) i Srpske Crnje (dole). Na mestima gde je poznato da se u ovoj sredini nalaze matične, rezervoar i zaštitne stene, stavljen je odgovarajući simbol.

Plot trajektorija depresija severnog Banata potvrđuje da su one prošle kroz potpuno identičnu fazu postrifta i inverzije. Preriftna faza depresije Srpske Crnje, za razliku od depresije Banatskog Arandelova, nema razvijene magmatske stene, ali ima dobro razvijene dubokovodne sedimente (slika 10.3). Najveća razlika između ova dva basena bila je za vreme faze maksimalne riftogeneze. U depresiji Banatskog Arandelova deponovane su deltno i paralske matične stene, dok su u depresiji Srpske Crnje deponovane batijalne matične, stene šelfa, kao i deltno i paralske rezervoar stene.

10.1.3. Dijagram toka ugljovodoničnog sistema

Ovaj dijagram (*petroleum system flow diagram*) prikazuje sve nivoe pleja odgovarajućih ciklusa basena u ugljovodoničnom sistemu.

Glavna razlika na dijagramima ugljovodoničnog toka između depresija severnog Banata može se uočiti u podlozi neogenih sedimenata (slika 10.4). U depresiji Banatskog Arandelova neogena podloga je predstavljena paleozojskim metamorfiziranim i magmatiziranim i donjotrijaskim sedimentima, dok u depresiji Srpske Crnje podlogu čine trijaski, jurski i gornjokredni metamorfizirani i sedimenti. Drugu značajnu razliku čini prisustvo rezervoar stena predstavljenih karbonatnim rifovima i priobalskim klastitima u depresiji Srpske Crnje.



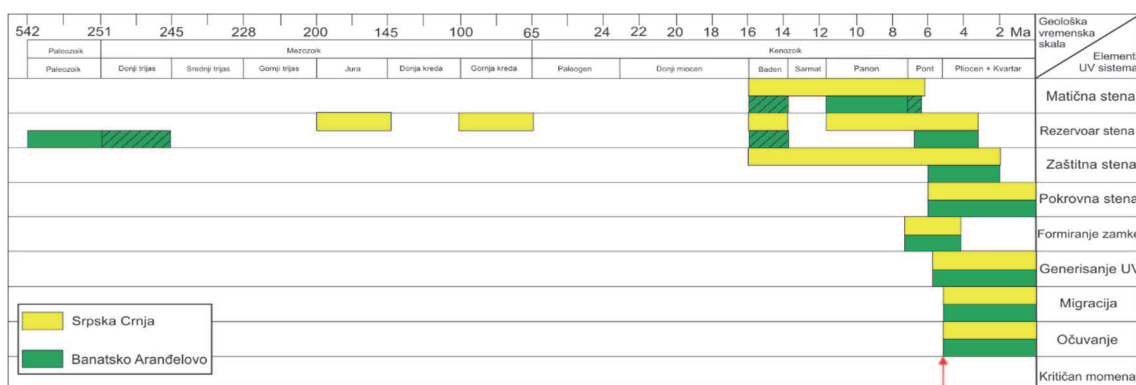
Slika 10.4. Dijagram toka ugljovodoničnog sistema depresija Banatskog Arandelova (levo) i Srpske Crnje (desno).

10.1.4. Dijagram događaja

Dijagram događaja (*event chart*) pruža informacije o prostornim odnosima osnovnih elemenata i procesa u vezi sa ugljovodoničnim sistemom (Magoon & Dow, 1994). To su vreme taloženja matične, rezervoar, zaštitne i povlatne stene, vreme formiranja zamke, kao i vreme generisanja, migracije i očuvanja ugljovodonika. Na osnovu ovih podataka moguće je odrediti kritični momenat

ugljovodoničnog sistema, koji se određuje kao vreme najveće verovatnoće za trapljenje i očuvanje ugljovodonika u naftnom sistemu.

Na dijagramu događaja, uočava se da matična, rezervoar i zaštitna stena imaju veće rasprostranjenje u depresiji Srpske Crnje. Pored toga, rezervoar stene imaju različitu starost i sredinu depozicije, što je i prethodno naznačeno. Pokrovna stena, formiranje zamke, generisanje ugljovodonika, migracija, očuvanje i kritični momenat identični su u oba basena (slika 10.5).



Slika 10.5. Dijagram događaja depresija Banatskog Arandelova i Srpske Crnje. Mesta za koja nije pouzdano utvrđeno da pripadaju periodima stvaranja matične i rezervoar stene naznačena su šrafurom.

Za određivanje preostalog potencijala koriste se kriming kriva (*creaming curve*) i dijagram distribucije veličine polja (*field size distribution diagram*). Kriming kriva pokazuje povećanje kumulativnih bilansnih rezervi ugljovodonika nasuprot vremena (Murriss, 1984). Basen, ciklus basena, nivo pleja ili sam plej postaju bolje definisani (zreliji), u istraživačkom smislu, ukoliko kriva počinje da biva ravna (*to cream*). Do poravnania krive dolazi kada poslednja otkrića pokazuju smanjenje količine ugljovodonika. Skokovi na kriming krivoj često su povezani s novim fazama u istraživanju usled, na primer, otkrića novog pleja. Dijagram distribucije veličine polja (*field size distribution diagram*) sumira broj polja povezan sa različitim veličinama polja (Rose *et al*, 1992). Distribucija veličine polja u basenu, u ciklusu basena, na nivou pleja i samom pleju u idelanim uslovima se približava log normalnoj distribuciji (Quirk & Ruthrauff, 2008). Ukoliko se pojavljuju veliki prekidi u distribuciji, verovatno postoji polje veličine koja nedostaje, ali još nije otkriveno. Na osnovu rezultata dosadašnjih naftno-geoloških istraživanja na prostoru severnog Banata, može se zaključiti da je reč o depresijama u zreloj fazi istraživanja, gde se može očekivati otkriće još nekoliko ležišta (3–4) rezervi od 500.000 do 1.000.000 t, kao i više ležišta manjih razmera.

10.2. Ugljovodonična perspektivnost šireg istražnog prostora

Neogeni Panonski basen predstavlja značajnu ugljovodoničnu provinciju centralne Evrope sa različitim ugljovodoničnim sistemima i nekoliko dobro razvijenih kao i nekoliko još nedovoljno razvijenih plejeva. Prvi ugljovodonici na prostoru Srbije otkriveni su pre više od šezdeset godina u mestu Velika Greda u južnom Banatu. U Srbiji je izbušeno preko dve hiljade bušotina, koje su do sada proizvele 45 miliona tona nafte i 30 milijardi m³ gasa sa više desetina polja. Većina naftnih i gasnih polja u Vojvodini otkrivena je sredinom prošlog stoleća, dok je u novije vreme otkriveno samo nekoliko novih, uglavnom manjih gasnih polja. Trenutno je u proizvodnji 53 polja (20 naftnih, 7 naftno-gasnih i 26 gasnih), a u eksploataciji se nalazi 650 naftnih i 95 gasnih bušotina. Najznačajnija polja su: Velebit, Kikinda, Kikinda-polje, Mokrin-zapad, Rusanda, Elemir, Kikinda-gornje, Kelebija, Kikinda-varoš i Turija.

Iako je Srbija smanjila zavisnost od uvoza i povećala proizvodnju na 1,694 MMTOE (zvanična informacija o poslovanju NIS-a 2012), povećanje rezervi gotovo je u potpunosti ostvareno sa ranije otkrivenih polja primenom tehnologija električnih potopljenih centrifugalnih pumpi (ESP), hidrauličkog frakturiranja, horizontalnog bušenja i otvaranjem novih intervala na starim bušotinama. Budući da je istraživanje ugljovodonika u Panonskom basenu dostiglo zrelu fazu, da bi se povećala proizvodnja i ostvarilo realno nadomešćivanje rezervi (RRR – *Reserve Replacement Ratio*), neophodno je uvođenje novih ideja o istraživanju i primena novih tehnologija u ovoj oblasti. U nastavku su prikazani potencijalni novi objekti istraživanja, do sada nedovoljno istraženi dokazani rezervoari i nekonvencionalni play-evi (u daljem tekstu plej) koji se nalaze u početnoj fazi istraživanja.

10.2.1. Neistraženi i plejevi u početnoj fazi istraživanja

Proizvodnja biogenog gasa (lakog metana) sedimenata pliocenske starosti poslednjih je godina uobičajeni proces u Vojvodini. Paleosredina ovog aluvijalnog sistema s nedovoljno zrelim sedimentima bogatim organskom materijom, udruženih sa proslojavanjem peščara i povoljnim termalnim režimom, omogućava odgovarajuće uslove za generisanje i akumuliranje suvog gasa. Ovaj plej je najčešće povezan s malim do srednjim poljima čija je komercijalnost omogućena

zahvaljujući malim dubinama rezervoar stena (obično 500–1.500 m). Na prostoru Vojvodine, u poslednjih deset godina otkriveno je nekoliko ovakvih ležišta južno od istražnog prostora severnog Banata (Melenci – pliocen, Torda – plitko). Sistematsko istraživanje ovog pleja je u začetku i za njegovu realizaciju neophodno je sprovesti 3D seizmička istraživanja na širem prostoru Vojvodine. Ovakav tip istraživanja, iako zahteva savremenu metodologiju, u osnovi se oslanja na relativno jednostavnu AVO analizu 3D seizmike.

10.2.2. Plej u navlakama i frakturiranoj podlozi sedimenata

Poznato je da se kredni pojas navlačenja (ubiranja) istočnih Alpa i Karpata nastavlja i ispod neogenog Panonskog basena. Nivo poznavanja ovog ubranog pojasa koji se nalazi u podlozi tercijara slab je u odnosu na postojeće modele ubranog pojasa Karpata. Ova neusklađenost prvenstveno je prouzrokovana potpovršinskom prirodom ovog problema i intenzivnim strukturnim „prepisivanjem“ koje je nastalo neogenom ekstenzionom tektonikom. Potencijalne zamke u vezi sa neistraženim područjem alpskog navlačenja (uglavnom kredne starosti) i ubrani pojas ispod kenozojskih sedimenata, formiraju važne objekte istraživanja u podlozi Panonskog basena u Mađarskoj. Sličan koncept u Vojvodini gotovo je u potpunosti neistražen i tek poslednjih nekoliko godina istraživački radovi su usmereni ka ovom pleju. Različiti tipovi frakturiranih jedinica, prekambrijumske do mezozojske starosti, ponekad predstavljaju značajne rezervoare. Ti rezervoari se nalaze na obodima strukturnih uzvišenja podloge sedimenata u neposrednoj blizini dubokih neogenih trogova i depocentara.

Postojanje novog ugljovodoničnog sistema u južnom delu Panonskog basena uglavnom se zasniva na dva relativno novija otkrića u Mađarskoj. Nedavna istraživanja i reinterpretacija GFK merenja pokazali su da su toarski crni šejlovi u Meček jedinici odlične matične stene kerogena tipa II sa ukupnim sadržajem ugljenika 4–8%. Osim toga, u Mađarskoj je otkriveno više od 20 manjih ležišta ugljovodonika duboko u metamorfisanoj podlozi sedimenata i povlatnim bazalnim konglomeratima (Tari & Horvath, 2006).

Cilj snimanja i obrade industrijskih seizmičkih podataka do sada nije bilo optimalno snimanje eoalpskih struktura ispod Panonskog basena. Primena savremenih metoda snimanja seizmičkih podataka omogućava sistematski pristup istraživanju složenih struktura koje se nalaze ispod glavne navlake i detačmenta eoalpskog (krednog) porekla. Različite matične stene unutar mezozojske sekvence mogu zapunjavati ove strukture čineći ih plejem koji ima veliki potencijal. Značajan istraživački rizik, koji je povezan sa ovim pretercijarnim ugljovodoničnim sistemom, može se prevazići korišćenjem visokosofisticiranih seizmičkih tehnologija (*prestack* dubinska migracija 3D seizmike) i modernih tehnika interpretacije potpovršinskih podataka.

10.2.3. Nekonvencionalni resursi

Prva istraživanja nekonvencionalnih resursa u Panonskom basenu sprovedena su u mađarskom delu Mako troga (depresiji Srpske Crnje). Nakon snimanja 1.100 km² 3D seizmike i bušenja sedam dubokih (preko 3.500 m) bušotina, konstatovan je aktivni zapunjeni ugljovodonični sistem. Sistem uključuje *shale oil* i gas plej (*basin center gas*) unutar panonskih šejlova (Endred formacije) i *tight gas play* u turbiditskim panonskim i donjopontskim peščarima (Solnok i Alde formacije). Osim u Mađarskoj, u Panonskom basenu postoji još nekoliko nekonvencionalnih projekata u Sloveniji, Hrvatskoj i severnom Banatu (projekat Vrbica). Objekat svih istraživanja su donjo i gornjo miocenski šejlovi bogati organskom materijom udruženi sa kompaktnim (*tight*) sedimentima. Rezultati ovih istraživanja imaće veliki uticaj na procenu nekonvencionalnih resursa u Panonskom basenu. Krična tačka svih nekonvencionalnih projekata jeste komercijalna sposobnost, odnosno uspostavljanje stabilne dugotrajne proizvodnje. Osim toga, za ispitivanje nekonvencionalnih resursa neophodne su velike investicije budući da je reč o istraživanju u uslovima visokog pritiska i temperature (HP/HT *high pressure/high temperature*) u kojima je neophodno stimulisanje – frakturiranje stena.

ZAKLJUČAK

Sa aspekta regionalno-geoloških i naftno-geoloških istraživanja, najvažniji rezultati dobijeni na prostoru severnog Banata mogu se sumirati na sledeći način:

- Podloga neogenih sedimenata predstavljena je paleozojskim škriljcima i magmatitima, odnosno mezozojskim metamorfitima i sedimentima.
- Na osnovu analogije sa susednim područjima, sedimenti bez fosilnih ostataka koji se nalaze neposredno ispod biostratigrafski dokazanog srednjeg miocena svrstani su u neraščlanjeni donji miocen. Ovi sedimenti imaju ograničeno rasprostranjenje i konstatovani su na samo tri bušotine.
- Baden je uglavnom predstavljen svojim donjim delom, tako da je najčešće prisutan hijatus prema mlađim tvorevinama. Sedimenti badena su predstavljeni detritičnim, karbonatno-detritičnim, karbonatnim i vulkanoklastičnim tvorevinama. Njihova debljina na istražnom prostoru je nekoliko desetina metara, sa znatnim povećanjem u pravcu juga. Badenski sedimenti najdublje zaležu u depresijama Banatskog Arandelova i Srpske Crnje (3,5–4 km), dok na strukturnim uzvišenjima, u centralnom (Kikinda–Mokrin) i severozapadnom delu istražnog područja (Velebit), nedostaju usled erozije i nedeponovanja.
- Sedimenti sarmata su potvrđeni samo u malom delu depresije Banatskog Arandelova i na strukturnom uzvišenju Kikinda–Mokrin. Oni imaju malu debljinu (uglavnom manju od 50 m) i predstavljeni su klastitima, krečnjacima i ređe laporcima.
- Panonski sedimenti najdublje zaležu u lokalnim depresijama Banatskog Arandelova i Srpske Crnje na dubini većoj od 3 km, gde dostižu debljinu od preko 400 m, dok su najplići u zonama isklinjenja oko 2 km. Panon nije prisutan na velebitskom strukturnom uzdignuću i u jugoistočnom delu istražnog prostora. Osim toga, sedimenti su često erodovani i isklinjavaju na vrhovima struktura gde se pojavljuje hijatus između pontica i prepanonskih tvorevina.

-
- Dubokovodna, panonska, jezerska sukcesija severnog Banata može se korelisati sa mađarskim Endred i Solnok litostratigrafskim formacijama. Endred formacija je predstavljena hemipelaškim laporcima, iznad kojih u dubljim delovima basena leže turbiditski peščari koji odgovaraju Solnok formaciji.
 - Glinoviti pontski laporci i alevroliti sa dobro razvijenim klinoformama mogu se korelisati sa mađarskom Alde formacijom, dok debela povlatna plitkovodna pontska sukcesija odgovara Ujfalu formaciji.
 - U postriftnim sedimentima šireg istražnog područja ne uočava se pad nivoa vode koji je povezan sa mesinskom krizom saliniteta. U područjima aktivne inverzije dolazi do formiranja lokalne diskordancije, dok u drugim područjima termalno tonjenje poništava uticaj postepenog pada jezerskog nivoa.
 - Izdizanje Karpata dovelo je do formiranja jezera Panon, koje je zapunjeno progradacijom sedimenata sa ivica basena. Pored dominantne progradacije iz severnih (paleo-Dunav) i istočnih delova (paleo-Tisa), prisutna je i progradacija sa južnih i zapadnih margina. Progradacioni sistem paleo-Dunava postaje sve mlađi idući iz pravca severa ka jugu, a razlika u starosti duž litološke granice je oko šest miliona godina. Najmlađa ivica šelfa jezera Panon nalazi se u jugoistočnom delu sistema Panonskog basena, gde basen prolazi kroz poslednju fazu zapunjavanja pre potpunog nestanka dubokovodnih uslova pre oko četiri miliona godina. Delti sedimenti koji progradiraju iz pravca severozapada i jugoistoka spajaju se u blizini Zrenjanina, na oko 60 km od Beograda.
 - Interpretacijom regionalnih profila, demonstrirano je otvaranje jugoistočnog dela Panonskog basena pomoću mehanizma asimetrične kontinentalne riftogeneze. Normalno rasedanje migrira u vremenu i prostoru i zauzima široki vremenski raspon unutar miocena (20–5,5 miliona godina). Nakon faze ekstenzije i formiranja grabena, sledilo je pontsko-kvartarno termalno tonjenje koje je uslovljeno znatnim izdizanjem astenosfere. Pliocensko-kvartarna inverzija u srpskom delu Panonskog basena redukovana je u poređenju sa deformacijama velikih razmera zabeleženih na drugim mestima u centru ili na marginama Velike mađarske ravnice.

- Depresije Srpske Crnje (Mako trog) i Banatskog Arandelova (Segedin), iako su odvojene samo kikindsko-mokrinskim uzdignućem, pokazuju znatne razlike u naftno-geološkom razviću. Pretercijarne formacije Banatskog Arandelova predstavljene su trijaskim sedimentima i metamorfnim i magmatskim stenama koje, kada su frakturirane, mogu biti rezervoar stene. U depresiji Srpske Crnje u pretercijarnim formacijama nema magmatita, ali su prisutne dubokovodne trijaskе, jurske i kasnokredne formacije koje mogu biti rezervoar stene. U vreme faze maksimalne riftogeneze, u obe depresije deponuju se deltne i paralske rezervoar stene, s tim što se u depresiji Srpske Crnje talože i hemipelaške (matične) i stene šelfa. Postriftogeni ciklus i inverzija imaju potpuno isto razviće u obe depresije. Pokrovna stena, formiranje zamke, generisanje ugljovodonika, migracija, očuvanje i kritični momenat identični su u oba basena, dok matična, rezervoar i zaštitna stena imaju veće rasprostranjenje u depresiji Srpske Crnje.
- Na osnovu rezultata dosadašnjih naftno-geoloških istraživanja na prostoru severnog Banata, može se zaključiti da je reč o depresijama u zreloj fazi istraživanja, gde se može očekivati otkriće još nekoliko ležišta (3–4) ugljovodonika rezervi 500.000–1.000.000 t, kao i pronalazak više ležišta manjih dimenzija. Potencijalne nove objekte istraživanja na širem prostoru severnog Banata predstavljaju nedovoljno istraženi plejevi navlaka i nekonvencionalni plejevi.

LITERATURA

- Bada, G., F. Horváth, P. Dövényi, P. Szafián, G. Windhoffer, and S. Cloetingh, 2007, Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian Basin, *Global and Planetary Change*, v. 58(1–4), p. 165–180, doi:[10.1016/j.gloplacha.2007.01.007](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.01.007).
- Badics, B., and I. Vető, 2011, Source rocks and petroleum systems in the Hungarian part of the Pannonian Basin: The potential for shale gas and shale oil plays, *Marine and Petroleum Geology*, v. 31/1, p. 53–69.
- Baldi, T., 1969, On the Oligo/Miocene stages of the Middle Paratethys area and the Egerian formations in Hungary. *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis, Sectio Geologia*, v. 12, p. 19–28.
- Baldi, T., 1973, Mollusc Fauna of Hungarian Upper Oligocene (Egerian). *Akad. Kiado*, Budapest, p. 1–511.
- Baldi, T., 1975, Holostratotypus: Eger. In: Baldi, T. and, J. Senes (Eds.), OM Egerien. Die Egerer, Pouzdraner, Puchkirchener Schichtengruppe und die Bretkaer Formation. *Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der zentralen Paratethys*, v. 5, p. 97–112.
- Baldi, T., 1980, A korai Paratethys története, *Földtani Közlöny*, v. 110, p. 456–472.
- Baldi, T., 1986, Mid-Tertiary Stratigraphy and Paleogeographic Evolution of Hungary, *Akadémiai Kiadó*, Budapest, p. 1–201.
- Baldi, T., 1998, Paleogene and early Miocene in Hungary. In: Cicha, I., F. Rögl, C. Rupp, and J. Ctyroka, Oligocene – Miocene foraminifera of the Central Paratethys, *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft*, v. 549, p. 50–54.
- Baldi, T., and J. Seneš, 1975, OM Egerien. Die Egerer, Pouzdraner, Puchkirchener Schichtengruppe und die Bretkaer Formation, *Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der zentralen Paratethys*, v. 5, p. 1–577.
- Baldi, T., G. Less, and O. Mandic, 1999, Some new aspects of the lower boundary of the Egerian stage (Oligocene, chronostratigraphic scale of the Paratethyan area), *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, v. 56, p. 653–668.
- Balintoni, I., 1994, Structure of the Apuseni Mountains, *Rom. J. Tectonics Reg. Geol.*, v. 75(2), p. 9–14.
- Balintoni, I., A. Puste, and R. Stan, 1996, The Codru nappe system and the Biharia nappe system: a comparative argumentation, *Studia Universitatis Babeş-Bolyai Seria Geologia*, v. XLI (1), p. 101–113.
- Balla, Z., 1986, Palaeotectonic reconstruction of the central Alpine-Mediterranean belt for the Neogene, *Tectonophysics*, v. 127, p. 213–243, doi:[10.1016/0040-1951\(86\)90062-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90062-4).
- Bérczi, I., and R. L. Phillips, 1985, Process and depositional environments within Neogene deltaic-lacustrine sediments, Pannonian Basin, Southeast Hungary, *Geophysical Transactions*, v. 31, p. 55–74.
- Bérczi, I., V. Dank, S. Gajdos, S. Pap, I. Révész, K. Szentgyörgyi, and L. Völgyi, 1987, Ablagerungen der Kunság-Stufe (Pannonien s. str.) auf der Grossen Ungarischen Tiefebene, *Annals of the Hungarian Geological Institute*, v. 69, p. 179–211.
- Bérczi, I., G. Hámor, A. Jámbor, and K. Szentgyörgyi, 1988, Neogene sedimentation in Hungary. In: Royden, L. H. and F. Horváth (Eds.), The Pannonian Basin – A Study in Basin Evolution, *AAPG Memoir*, v. 45, p. 57–67.
- Biju-Duval, B. J., J. Dercourt, and X. Le Pichon, 1977, From the Tethys ocean to the Mediterranean Sea: a plate tectonic evolution of the Western Alpine System. In: Biju-Duval, B. J. and, L. Montadert (Eds.), International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins, *Technip*, Paris, p. 143–164.
- Bistričić, A., and K. Jenko, 1985, Area No. 224 b1: Transtethyan Trench “Corridor”, YU. In: Steininger, F.F., Senes, J., Kleemann, K. and Rögl, F. (Eds.), *Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. Stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps*, University of Vienna, Vienna, v. 1, p. 72–73.
- Bleahu, M., M. Lupu, D. Patrulius, S. Bordea, A. Stefan, and S. Panin, 1981, The Structure of the Apuseni Mountains: Guide to Excursions B3, 107 pp., *Inst. of Geol. and Geophys.*, Bucharest, Romania.
- Boettger, O., 1896, Zur Kenntnis der Fauna der mittelmiozänen Schichten von Kostež im Banat. Verhandlungen und Mitteilungen des Siebenbürgischen Vereins für Naturwissenschaften zu Hermannstadt, v. 46, p. 49–66.
- Boettger, O., 1902, Zur Kenntnis der Fauna der mittelmiozänen Schichten von Kostež im Krassó-Szörényer Komitat. (Mit einem Situationsplan der Fundpunkte). II. Verhandlungen und Mitteilungen des Siebenbürgischen Vereins für Naturwissenschaften zu Hermannstadt 51, p. 1–200 (Jahrgang 1901).
- Boettger, O., 1906, Zur Kenntnis der Fauna der mittelmiozänen Schichten von Kostež im Krassó-Szörényer Komitat. (Gasteropoden und Anneliden.) III. Verhandlungen und Mitteilungen des Siebenbürgischen Vereins für

- Naturwissenschaften zu Hermannstadt 54 (I-VIII+1-99).
- Bogičević, G., 2000–2013, Izveštaji o krečnjačkom nanoplanktonu iz bušotina u Vojvodini, *Fondovska dokumentacija NIS Naftagas*, Novi Sad.
- Brusina, S., 1902, *Iconographia Molluscorum Fossilium in tellure tertiaria Hungariae, Croatiae, Slavoniae, Dalmatiae, Bosniae, Herzegovinae, Serbiae and Bulgariae inventorum*, 30 plates, *Agram (Officina Soc. Typographicae)*, Budapest.
- Bugarski, M., 1978, Geomorfološka karta, <http://www.coka.co.yu/>
- Buljan, M., 1964–1983, Izveštaji o ispitivanjima makrofaune iz jezgara i proba sa sita iz bušotina u Vojvodini, *Fondovska dokumentacija NIS Naftagas*, Novi Sad.
- Burchfiel, B. C., and M. Bleahu, 1976, Geology of Romania, *Geological Society of America Special Paper*, v. 158, p. 1–82.
- Carvajal, C., R.J. Steel, A. Petter, 2009, Sediment supply: The main driver of shelf-margin growth, *Earth-Science Reviews*, v. 96, p. 221–248.
- Catuneanu, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences* v. 35, p. 1–43.
- Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 375 pp.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J. P., Blum, M. D., Dalrymple, R. W., Eriksson, P. G., Fielding, C. R., Fisher, W. L., Galloway, W. E., Gibling, M. R., Giles, K. A., Holbrook, J. M., Jordan, R., Kendall, C. G. St. C., Macurda, B., Martinsen, O. J., Miall, A. D., Neal, J. E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H. W., Pratt, B. R., Sarg, J. F., Shanley, K. W., Steel, R. J., Strasser, A., Tucker, M. E., Winker, C., 2009, Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews* 92, p. 1–33.
- Cicha, I., and J. Tejkal, 1959, Zum Problem des sogenannten Oberhelvets in den Karpatischen Becken. *Vestnik Ústředního ústavu geologického*, v. 34, p. 141–144.
- Cicha, I., and F. Rögl, 2003, Definition of the Karpatian Stage. In: Brzobohatý, R., I. Cicha, M. Kovác, and Rögl, F., Eds., The Karpatian – a Lower Miocene stage of the Central Paratethys, *Masaryk University*, Brno, p. 15–20.
- Cicha, I., J. Seneš, and J. Tejkal, 1967, M3 (Karpatien). Die Karpatische Serie und ihr Stratotypus. *Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, v. 1, p. 1–312.
- Cicha, I., F. Rögl, C. Rupp, and J. Ctyroka, 1998, Oligocene – Miocene foraminifera of the Central Paratethys, *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft*, v. 549, p. 1–325.
- Cicha, I., F. Rögl, and J. Ctyroka, 2003, Central Paratethys Karpatian Foraminifera, In: Brzobohatý, R., I. Cicha, M. Kovác, and F. Rögl, Eds., The Karpatian – a Lower Miocene stage of the Central Paratethys, *Masaryk University*, Brno, p. 169–187.
- Cloetingh, S., G. Bada, L. Matenco, A. Lankreijer, F. Horváth, C. Dinu, 2006, Modes of basin (de)formation, lithospheric strength and vertical motions in the Pannonian–Carpathian system: inferences from thermo-mechanical modelling. In: Gee, D. G., and R. A. Stephenson (eds.), *European Lithosphere Dynamics. Geological Society*, London, *Memoirs*, v. 32, p. 207–221.
- Corver M. P., H. Doust, J. D. van Wees, G. Bada and S. Cloetingh, 2009, Classification of rifted sedimentary basins of the Pannonian Basin System according to the structural genesis, evolutionary history and hydrocarbon maturation zones, *Marine and Petroleum Geology*, v. 26, p. 1452–1464.
- Császár, G. (Ed.), 1997, Basic lithostratigraphic units; of Hungary, *Geological Institute of Hungary*, Budapest, 114 pp.
- Csato, I., 1993, Neogene sequences in the Pannonian basin, Hungary, *Tectonophysics*, v. 226, p. 377–400.
- Csato, I., D. Granjeon, O. Catuneanu, G. R. Baum, 2013, A three-dimensional stratigraphic model for the Messinian crisis in the Pannonian Basin, eastern Hungary. *Basin Research*, v. 25, p. 121–148.
- Csontos, L., 1995, Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review, *Acta Vulcanologica*, v. 7, p. 1–13.
- Csontos, L., and A. Vörös, 2004, Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region, *Palaeogeogr., Palaeoecol., Palaeoecol.*, v. 210(1), p. 1–56, doi:10.1016/j.palaeo.2004.02.033.
- Csontos, L., A. Nagymarosy, F. Horváth, and M. Kováč, 1992, Tertiary evolution of the intra-Carpathian area: a model, *Tectonophysics*, v. 208, p. 221–241.
- Ctyroky, P., 1972, Die Molluskenfauna der Rzehakia- (Oncophora)- Schichten Mährens, *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien*, v. 76, p. 41–141.
- Čanović, M., 1967–1991, Izveštaji o mikropaleontološkim ispitivanjima jezgara iz bušotina u Vojvodini, *Fondovska dokumentacija NIS Naftagas*, Novi Sad.
- Čanović, M., and R. Kemenci, 1988, The Mesozoic of the Pannonian Basin in Vojvodina (Yugoslavia): Stratigraphy and Facies, Magmatism, Paleogeography, *Matica srpska*, 339 pp.
- Čanović, M. and R. Kemenci, 1999, Geologic Setting of the Pre-Tertiary Basement in Vojvodina (Yugoslavia). Part II: The north parth of the Vardar zone in the south of Vojvodina, *Acta Geol. Hung.*, v. 42/4, p. 427–449.
- Čičulić, T. M., and M. Rakić, 1976, Basic geological map of Yugoslavia 1:100,000, Sheet Novi Sad, *Geoinstitute*, Belgrade, Serbia.

- Čičulić, T. M., and M. Rakić, 1977, Explanatory booklet for sheet Novi Sad. (in Serbian), Basic geological map of Yugoslavia 1:100,000, *Geological Institute of Serbia*, p. 1–54, Belgrade.
- Danilin, M., 2011, *NIS a.d. – JSC “Petroleum Industry of Serbia” – Energy Community*, <http://www.energy-community.org/pls/portal/docs/1204188.PDF>.
- Davidović, R., 2003, Geomorfologija opštine Čoka. <http://www.coka.co.yu/>.
- Daxner-Höck, G., 2001: Early and Late Miocene correlation (Central Paratethys). *Ber., Inst. Geol. Palaont. K.-F. Univ. Graz*, v. 4, p. 28–32.
- Dallmeyer, D. R., D. I. Pana, F. Neubauer, and P. Erdmer, 1999, Tectonothermal Evolution of the Apuseni Mountains, Romania: Resolution of Variscan versus Alpine Events with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ages, *J. Geol.*, v. 107, p. 329–352, doi:10.1086/314352.
- de Leeuw, A., O. Mandić, A. Vranjković, D. Pavelić, M. Harzhauser, W. Krijgsman, and K. F. Kuiper, 2010, Chronology and integrated stratigraphy of the Miocene Sinj Basin (Dinaride Lake System, Croatia), *Palaeoogeogr., Palaoclimatol., Palaeoecol.*, v. 292(1–2), p. 155–167, doi:10.1016/j.palaeo.2010.03.040.
- Dercourt J., and 18 others. 1986, Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. In: Aubouin J., X. Le Pichon, and A. S. Monin (Eds.): Evolution of the Tethys, *Tectonophysics*, v. 123, p. 241–315.
- Dewey, J. F., M. L. Helman, E. Turco, D. H. W. Hutton, and S. D. Knott, 1989, Kinematics of the western Mediterranean. In: Coward, M. P., D. Dietrich, and R. G. Park, (eds) *Alpine Tectonics*, *Geological Society*, London, v. 45, p. 265–283.
- Dimitrijević, M. D., 1997, Geology of Yugoslavia, *Geoinstitute*, Belgrade, v. 2, 187 pp.
- Dimitrijević, M. N. and M. D. Dimitrijević, 1989, Depozicioni sistemi klastita, *Jugoslavenski komitet svjetskih kongresa za naftu*, p. 1–458.
- Dolton, G. L., 2006, Pannonian Basin Province, Central Europe (Province 4808) – Petroleum geology, total petroleum systems, and petroleum resource assessment, U.S. Geological Survey Bulletin 2204–B, 47 pp.
- Doust, H., 2003, Placing petroleum systems and plays in their basin history context: a means to assist in the identification of new opportunities, *First Break*, v. 21, p. 73–83.
- Dulić, I., 1987–2013, Izveštaji o palinološkim ispitivanjima jezgara iz bušotina u Vojvodini, *Fondovska dokumentacija NIS Naftagas*, Novi Sad.
- Dulić, I., 1995, Upper Pontian palynomorphs in North Banat and paleoecological reconstruction. *Bulletin of Geoinstitute*, v. 31, p. 5.
- Dulić, I., 1999, Horizontalna kretanja i navlake – nov pristup naftno-geološkim istraživanjima u Vojvodini, *DIT NIS-Naftagas*, v. 21–22, p. 17–30.
- Dullo, W.-C., 1983, Diagenesis of fossils of the Miocene Leitha Limestone of the Paratethys, Austria: An example for faunal modifications due to changing diagenetic environments, *Facies*, v. 8, p. 1–112.
- Elston, D. P., M. Lantos, and T. Hámor, 1994, High resolution polarity records and the stratigraphic and magnetostratigraphic correlation of Late Miocene and Pliocene (Pannonian s.l.) deposits of Hungary. In: Teleki, P. G., R. E. Mattick, and J. Kókey (Eds.), Basin Analysis in Petroleum Exploration, A Case Study from the Békés Basin, Hungary, *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, p. 111–142.
- Emery, D., and K. J. Myers, 1996, Sequence Stratigraphy, *Blackwell Science*, p. 1–297.
- Filipescu S., 2004, Anomalinoideas dividents bioevent at the Badenian/Sarmatian boundary – a response to paleogeographic and paleoenvironmental changes. *Studia Univ. Babeş-Bolyai, Geologia*, Cluj-Napoca, v. XLIX/2, p. 21–26.
- Filipescu, S., Wanek, F., Miclea, A., De Leeuw, A., and Vasiliev, I., 2011, Micropaleontological response to the changing paleoenvironment across the Sarmatian-Pannonian boundary in the Transylvanian Basin (Miocene, Oarba de Mure section, Romania), *Geologica Carpathica*, 62(1), p. 91–102.
- Filipović, I., D. Jovanovic, M. Sudar, P. Pelikán, S. Kovacs, G. Y. Less, and K. Hips, 2003, Comparison of the Variscan – early Alpine evolution of the Jadar Block (NW Serbia) and “Bukkium” (NE Hungary) terranes: Some paleogeographic implications, *Slovak Geol. Mag.*, v. 9, p. 3–21.
- Fodor, L., L. Csontos, G. Bada, I. Györfi, and L. Benkovics, 1999, Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*, edited by B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth, and M. Seranne, *The Geological Society*, p. 295–334.
- Fodor, L., G. Bada, G. Csillag, E. Horváth, Z. Ruzsiczay-Rudiger, K. Palotas, F. Sikhegyi, G. Timar, S. Cloetingh, and F. Horváth, 2005, An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian Basin, *Tectonophysics*, v. 410(1–4), p. 15–41, doi:10.1016/j.tecto.2005.06.008.
- Fügenschuh, B., and S. M. Schmid, 2005, Age and significance of core complex formation in a very curved orogen: Evidence from fission track studies in the South Carpathians (Romania), *Tectonophysics*, v. 404, p. 33–53, doi:10.1016/j.tecto.2005.03.019.
- Gagić, N., 1985–1994, Izveštaji o mikropaleontološkim ispitivanjima jezgara i proba sa vibro-sita iz bušotina u Vojvodini, *Fondovska dokumentacija NIS Naftagas*, Novi Sad.
- Gajić, V., 2000–2013, Izveštaji o mikropaleontološkim ispitivanjima jezgara i proba sa vibro-sita iz bušotina u Vojvodini,

- Fondovska dokumentacija NIS Naftagas*, Novi Sad.
- Gajdoš, I., S. Pap, A. Somfai, and L. Völgyi, 1983, Az alföldi pannóniai (s.l.) képződmények litosztratigráfiai egységei. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 70 pp.
- Gradstein, F. M., and J. G. Ogg, 2004, Geologic Time Scale 2004 – why, how, and where next!, *Lethaia*, v. 37, p. 175–181.
- Grill, R., 1943, Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Becken. *Mitteilungen der Reichsanstalt für Bodenforschung*, v. 6, p. 33–44.
- Gulyas, Jr. S., 2001, The Paleogeography of Lake Pannon During Deposition of the Congeria rhomboidea Beds, *Geologia Croatica*, v. 54/1, p. 15–26.
- Haas, J., and C. Péró, 2004, Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit, *International Journal of Earth Sciences*, v. 93(2), p. 297–313, doi:10.1007/s00531-004-0384-9.
- Haas, J., T. Budai, L. Csontos, L. Fodor, and G. Konrad, 2010, Pre-Cenozoic geological map of Hungary, *Geological Institute of Hungary*, Budapest, Hungary.
- Hajder, M., 2003, Projekat osnovnih geoloških istraživanja severnog Banata, *Fondovska dokumentacija NIS Naftagas*, Novi Sad.
- Hámor, G., 2001, Miocene palaeogeography of the Carpathian Basin, Explanatory notes to the Miocene palaeogeographic maps of the Carpathian basin 1:3.000.000. *Geological Institute of Hungary*, Budapest, 70 pp.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. and Vail, P. R., 1988, Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level changes. In: Wilgus, C. K., Ed., *Sea-level changes – an integrated approach*, 71–108, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Special Publications, 42.
- Harzhauser, M., 2002, Marine and brachyhaline Gastropoden aus dem Karpatium des Korneuburger Beckens und der Kreuzstettener Bucht (Österreich, Untermiozän). *Beiträge zur Paläontologie*, v. 27, p. 61–159.
- Harzhauser, M., and W. E. Piller, 2007, Benchmark data of a changing sea. – Palaeogeography, palaeobiogeography and events in the Central Paratethys during the Miocene, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 253, p. 8–31.
- Harzhauser, M., and O. Mandic, 2008, Neogene lake systems of Central and South-Eastern Europe: Faunal diversity, gradients and interrelations, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 260(3–4), p. 417–434, doi:10.1016/j.palaeo.2007.12.013.
- Harzhauser, M., W. E. Piller, and F. F. Steininger, 2002, Circum-Mediterranean Oligo-Miocene biogeographic evolution – the gastropods point of view. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 183: 103–133, Elsevier, Amsterdam.
- Harzhauser M., O. Mandic, and M. Zuschin, 2003, Changes in Paratethyan marine molluscs at the Early/Middle Miocene transition: diversity, palaeogeography and palaeoclimate, *Acta Geologica Polonica*, v. 53, p. 323–339.
- Harzhauser, M., G. Daxner-Höck, and W. E. Piller, 2004, An integrated stratigraphy of the Pannonian (Late Miocene) in the Vienna Basin, *Austrian Journal of Earth Sciences*, v. 95/96, p. 6–19.
- Helland-Hansen, W., G. J. Hampson, 2009, Trajectory analysis: concepts and applications, *Basin Research*, v. 21, p. 454–483.
- Hernitz, Z., J. Velić, and G. Barić, 1995, Origin of Hydrocarbons in the Eastern Part of the Drava Depression (Eastern Croatia), *Geologia Croatica*, v. 48/1, p. 87–95.
- Horváth, F., 1993, Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian Basin, *Tectonophysics*, v. 226, p. 333–357.
- Horváth, F., 1995, Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploration, *Mar. Pet. Geol.*, v. 12, p. 837–844.
- Horváth, F., and L. Royden, 1981, Mechanism for the formation of the intra-Carpathian basins: a review, *Earth Evolution Sciences*, v. 1, p. 307–316.
- Horváth, F., and Gy. Pogácsás, 1988, Contribution of seismic reflection data to chronostratigraphy of the Pannonian basin. In: Royden, L. H., Horváth, F. (Eds.), *The Pannonian basin. A study in basin evolution*, *AAPG, Memoir*, v. 45, p. 97–105.
- Horváth, F., and S. Cloetingh, 1996, Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian Basin, *Tectonophysics*, v. 266, p. 287–300, doi:10.1016/S0040-1951(96)00194-1.
- Horváth, F., and G. Tari, 1999, IBS Pannonian Basin project: A review of the main results and their bearings on hydrocarbon exploration. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. and Seranne, M., eds., *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*, *Geological Society (London) Special Publications*, v. 156, p. 195–213.
- Horvath, F., P. Dovenyi, A. Szalay, and L. H. Royden, 1988, Subsidence, thermal and maturation history of the Great Hungarian Plain. In: L. H. Royden and F. Horvath (eds.), *The Pannonian basin – A study in basin evolution*. *AAPG Memoir*, v. 45, p. 355–372.
- Horváth, F., G. Bada, P. Szafian, G. Tari, A. Adam, and S. Cloetingh, 2006, Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data, *Geol. Soc. London, Memoirs*, v. 32(1), p. 191–206, doi:10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.11.
- Horváth, F., M. Sacchi, and E. Dombrádi, 2010, Seismic stratigraphy and tectonics of Late Miocene basin fill in southern Transdanubia and below Lake Balaton, *Földtani Közlöny*, v. 140, p. 391–418.

- Hsü, K. J., W. B. F. Ryan, and M. B. Cita, 1973, Late Miocene Desiccation of the Mediterranean, *Nature*, v. 242, p. 240–244.
- Jámbor, Á., 1989, Review of the geology of the s. l. Pannonian formations of Hungary, *Acta Geologica Hungarica*, Hungary, Budapest, v. 32, p. 269–324.
- Jamičić, D., 1995, The role of sinistral strike-slip faults in the formation of the structural fabric of the Slavonian Mts. (Eastern Croatia), *Geol. Croatica*, v. 48, p. 155–160.
- Janković, P., 1957–1991, Izveštaji o ispitivanjima makrofaune iz jezgara i proba sa sita iz bušotina u Vojvodini, *Fondovska dokumentacija NIS Naftagas*, Novi Sad.
- Janković, P., 1970, Paludinski slojevi Vojvodine. VII Kongres geologa SFRJ, knjiga I, Zagreb.
- Jarošinski, M., F. Beekman, L. Matenco, and S. Cloetingh, 2011, Mechanics of basin inversion: Finite element modelling of the Pannonian Basin System, *Tectonophysics*, v. 502(1–2), p. 121–145, doi:10.1016/j.tecto.2009.09.015.
- Jelenković, R., A. Kostić, D. Životić, and M. Ercegovac, 2008, Mineral resources of Serbia, *Geologica Carpathica*, v. 59/4, p. 345–361.
- Johannessen, E. P., and R. J. Steel, 2005, Shelf-margin clinoforms and prediction of deepwater sands, *Basin Research*, v. 17, p. 521–550.
- Juhász, Gy., 1991, Lithostratigraphical and sedimentological framework of the Pannonian (s.l.) sedimentary sequence in the Hungarian Plain (Alföld), Eastern Hungary, *Acta Geologica Hungarica*, v. 34, p. 53–72.
- Juhász, Gy., 1992, A pannóniai s.l. formációk térképezése az Alföldön: elterjedés, fácies és üledékes környezetek – Pannonian s.l. formations in the Hungarian Plain: distribution, facies and sedimentary environment, *Földtani Közlöny*, Budapest, v. 122, p. 133–165, 2–4.
- Juhász, Gy., 1994, Magyarországi neogén medencérezetek pannóniai s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése, (Comparison of the sedimentary sequences in Late-Neogene subbasins in the Pannonian Basin, Hungary), *Földtani Közlöny*, Hungary, Budapest, v. 124 (4), p. 341–365.
- Juhász, E., L. Phillips, P. Müller, B. Ricketts, A. Tóth-Makk, M. Lantos, and L. O. Kovács, 1999, Late Neogene sedimentary facies and sequences in the Pannonian Basin, Hungary. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Séranne, M. (eds.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*, *Geological Society London*, Special Publications, v. 156, p. 335–356.
- Juhász, G., G. Pogácsás, I. Magyar, and G. Vakarcs, 2007, Tectonic versus climatic control on the evolution of fluvio-deltaic systems in a lake basin, Eastern Pannonian Basin, *Sedimentary Geology*, v. 202, p. 72–95.
- Karamata, S., 2006, The geological development of the Balkan Peninsula related to the approach, collisional and compression of Gondwanan and Eurasian units. In: *Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region*, edited by A. H. F. Robertson and D. Mountrakis, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, v. 260, p. 155–178.
- Kemenci, R., 1961–1994, Izveštaji o petrografskim i sedimentološkim ispitivanjima jezgara iz bušotina u Vojvodini, *Fondovska dokumentacija NIS Naftagas*, Novi Sad.
- Kemenci, R., 1991, Lithofacial features and possible depositional processes in the Miocene and Lower Pontian in North Banat, Yugoslavia, Academic Conference, Geodynamic evolution of the Pannonian Basin, *Serb. Acad. of Sci. and Arts. Vol. LXII, Department of Natural and Math.*, v. 4, Belgrade.
- Kemenci, R., and D. Nikolić, 1962, Geološki i petrografski sastav neogene podloge u oblasti Vojvodine, *Referati sa V Savetovanja geologa Jugoslavije*, p. 243–252, Beograd.
- Kemenci, R., and Čanović, M., 1997, Geologic Setting of the pre-Tertiary basement in Vojvodina (Yugoslavia), Part I: the Tisza Megaunit of North Vojvodina. -*Acta Geologica Hungarica*, v. 40/1, p. 1–36, Budapest.
- Kirin, Ž., J. Peslać, D. Paunović, M. Živadinović, M. N. Dimitrijević, M. D. Dimitrijević, and V. Žumberković, 1991, Seismic stratigraphy and sedimentology of the Neogene in Northern Banat. Geodynamic Evolution of the Pannonian Basin, A Symposium *Serb. Acad. Of Sci. and Arts Conf., Dept. of Nat. and Math. Sci.*, v. 62, p. 4, Belgrade.
- Kober, L., 1912, Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. – *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl.*, v. 88, p. 345–396, 7 Abb., Kt. 1–2, Taf. 1.
- Kokai, J., 1994, Exploration history and future possibilities in Hungary. In: B. M. Popescu, ed., *Hydrocarbons of Eastern Central Europe*: Berlin, *Springer Verlag*, p. 147–173.
- Kokai, J., and Gy. Pogácsas, 1991, Hydrocarbon plays in Mesozoic nappes, Tertiary wrench basins and interior sags in the Pannonian Basin, *First Break*, v. 9, p. 315–334.
- Korpás-Hódi, M., Gy. Pogácsás, and E. Simon, 1993, Palaeogeographic outlines of the Pannonian s.l. of the southern Danube-Tisza Interfluvium, *Acta Geologica Hungarica*, v. 35, p. 145–163.
- Kostić, A., 2000, Generativni naftno-gasni potencijal tercijarnih sedimenata Banatske depresije, Rudarsko-geološki fakultet, Beograd, p. 1–318.
- Kostić, A., and M. Ercegovac, 2002, Modeling of petroleum generation in the Banat Depression (Pannonian Basin). *Geologica Carpathica*, Special Issue: Proceedings of XVII Congress of Carpathian–Balkan Geological Association, v. 53, p. 110–113.
- Košćal, M., Lj. Menković, M., Mijatović, and M. Knežević, 2005, Geomorfološka karta Autonomne Pokrajine Vojvodine, *Geozavod*, Beograd.

- Kováč, M., and E. Márton, 1998, To rotate or not to rotate: Palinspastic reconstruction of the Carpatho-Pannonian area during the Miocene, *Slovak Geological Magazine*, v. 4/2, p. 75–85, Bratislava.
- Kováč, M., J. Kral, M. Márton, D. Plašienka, D. and P. Uher, 1994, Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. *Geol. Carpathica*, v. 45/2, p. 83–96, Bratislava.
- Kováč, M., I. Baráth, and A. Nagymarosy, 1997, The Miocene collapse of the Alpine-Carpathian-Pannonian junction: an overview, *Acta Geol. Hung.*, v. 40–3, p. 241–264. Budapest.
- Kováč, M., A. S. Andreyeva-Grigorovich, R. Brzobohaty, L. Fodor, M. Harzhauser, N. Oszczypko, D. Pavelić, F. Rogl, B. Saftić, L. Sliva, and Z. Stranik, 2003, Karpatian Paleogeography, Tectonics and Eustatic Changes. In: Brzobohaty, R., Cicha, I., Kovác, M. and Rögl, F., Eds., The Karpatian – a Lower Miocene Stage of the Central Paratethys, *Masaryk University*, Brno, p. 49–72.
- Kováč, M., I. Barath, M. Harzhauser, I. Hlavaty, and N. Hudackova, 2004, Miocene depositional systems and sequence stratigraphy of the Vienna Basin, *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, v. 246, p. 187–212.
- Kováč, M., A. Andreyeva-Grigorovich, Z. Bajraktarević, R. Brzobohaty, S. Filipescu, L. Fodor, M. Harzhauser, A. Nagymarosy, N. Oszczypko, D. Pavelić, F. Rögl, B. Saftić, L. Sliva, and B. Studencka, 2007, Badenian evolution of the Central Paratethys Sea: paleogeography, climate and eustatic sea-level changes, *Geologica Carpathica*, v. 58/6, p. 579–606, Bratislava.
- Kräutner, H. G., and G. Bindea, 2002, Structural units in the pre-Alpine basement of the Eastern Carpathians, *Geol. Carpathica*, v. 53, p. 143–146.
- Kräutner, H. G., and B. Krstić, 2003, Geological map of the Carpatho-Balkanides between Oravitanis and Sofia, *Geoinstitute*, Belgrade.
- Krézsek, C., S. Filipescu, L. Silye, L. Matenco, and H. Doust, 2010, Miocene facies associations and sedimentary evolution of the Southern Transylvanian Basin (Romania): Implications for hydrocarbon exploration, *Mar. Petrol. Geol.*, v. 27(1), p. 191–214, doi: [10.1016/j.marpetgeo.2010.07.009](https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.07.009).
- Krstić, N., 1988, O kvartaru Vojvodine, Radovi Geoinstituta, p. 22, Beograd.
- Kuhlemann, J., Kempf, O., 2002, Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics, *Sedimentary Geology*, v. 152, p. 45–78.
- Kuhlemann, J., 2007, Paleogeographic and paleotopographic evolution of the Swiss and Eastern Alps since the Oligocene, *Global and Planetary Change*, v. 58, p. 224–236.
- Lantos, M., T. Hámor, Gy. Pogácsás, 1992, Magneto- and seismostratigraphic correlations of Pannonian s.l. (Late Miocene and Pliocene) deposits in Hungary. *Paleontologia i Evolució*, v. 24–25, p. 35–46.
- Laskarev, V. N., 1924, Sur les équivalents du Sarmatien supérieur en Serbie, *Recueil de travaux offert a M. Jovan Cvijic par ses amis et collaborateurs*, p. 73–85, Beograd.
- Leever, K. A., L. Matenco, T. Rabagia, S. Cloetingh, W. Krijgsman, and M. Stoica, 2010, Messinian sea level fall in the Dacic Basin (Eastern Paratethys): palaeogeographical implications from seismic sequence stratigraphy, *Terra Nova*, v. 22, p. 12–17.
- Leever, K. A., L. Matenco, D. Garcia-Castellanos, S. Cloetingh, 2011, The evolution of the Danube gateway between Central and Eastern Paratethys (SE Europe): Insight from numerical modelling of the causes and effects of connectivity between basins and its expression in the sedimentary record, *Tectonophysics*, v. 502 (1–2), p. 175–195.
- Lelkes-Felvári, G., R. Schuster, W. Frank, and R. Sassi, 2005, Metamorphic history of the Algyő High (Tisza Mega-unit, basement of Great Hungarian Plain) – a counterpart of crystalline units of the Koralpe–Wölz nappe system (Austroalpine, Eastern Alps), *Acta Geol. Hungarica*, v. 48/4, p. 371–394.
- Lešić, V., E. Marton, and V. Cvetkov, 2007, Paleomagnetic detection of Tertiary rotations in the Southern Pannonian Basin (Fruška Gora), *Geol. Carpathica*, v. 58(2), p. 185–193.
- Lister, G. S., and G. A. Davis, 1989, The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA, *J. Struct. Geol.*, v. 11, p. 65–94, doi: [10.1016/0191-8141\(89\)90036-9](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90036-9).
- Lörenthey, E., 1902, Die pannonische fauna von Budapest. *Palaeontographica*, 48(4–5), 137–256.
- Loucks, R. G. and J. F. Sarg 1993. Carbonate Sequence Stratigraphy, Recent Development and Applications. American Association of Petroleum Geologists Memoir 57, 545 pp.
- Lourens, L. J., 2004, A new geologic time scale with special reference to Precambrian and Neogene, *Episodes*, v. 27, p. 83–100.
- Lučić, D., B. Saftić, K. Krizmanić, E. Prelogović, V. Britvić, I. Mesić, and J. Tadej, 2001, The Neogene evolution and hydrocarbon potential of the Pannonian Basin in Croatia, *Mar. Petrol. Geol.*, v. 18, p. 133–147.
- Magoon, L., and W. Dow, 1994, The Petroleum System, 3–24. In: Magoon, L., Dow, W. (Eds.), *The Petroleum System – from Source to Trap*, AAPG Memoirs, v. 60, p. 655.
- Magyar, I., and O. Sztanó, 2008, Is there a Messinian unconformity in the Central Paratethys?, *Stratigraphy*, v. 5(3–4), p. 245–255.
- Magyar, I and Geary, D. H., 2012, Biostratigraphy in the late Neogene Caspian-Type Lacustrine Basin: Lake Pannon, Hungary. In: Baganz, O. W.,

- Bartov, Y., Bohacs, K., Nummedal, D. (eds): Lacustrine sandstone reservoirs and hydrocarbon systems. *AAPG Memoir*, v. 95, p. 255–264.
- Magyar, I., D. H. Geary, M. Sütö-Szentai, and P. Müller, 1999a, Integrated biostratigraphic, magnetostratigraphic and chronostratigraphic correlations of the Late Miocene Lake Pannon deposits, *Acta Geologica Hungarica*, v. 42/1, p. 5–31, Budapest.
- Magyar, I., Geary, D. H. and Müller, P., 1999b, Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 147, p. 151–167.
- Magyar, I., Gy. Juhász, A. Szurómi-Korecz, and M. Sütö-Szentai, 2004, A pannóniai Tótkomlósi Mészmarga Tagozat kifejlődése és kora a Battonya-pusztaföldvári-hátság környezetében, The Tótkomlós Calcareous Marl Member of the Lake Pannon sedimentary sequence in the Battonya-Pusztaföldvár region, SE Hungary, *Földtani Közlöny*, v. 133, p. 521–540.
- Magyar, I., A. Fogarasi, G. Vakarc, L. Bukó, G. C. Tari, 2006, The largest hydrocarbon field discovered to date in Hungary: Algyó. In: Golonka, J., Picha, F. J. (Eds.), *The Carpathians and their foreland: geology and hydrocarbon resources*, AAPG Memoir, v. 84, p. 619–632.
- Magyar, I., M. Lantos, K. Ujszászi, and L. Kordos, 2007, Magnetostratigraphic, seismic and biostratigraphic correlations of the Upper Miocene sediments in the northwestern Pannonian Basin System, *Geologica Carpathica*, v. 58/3, p. 277–290.
- Magyar, I., D. Radivojević, O. Sztanó, R. Synak, K. Ujszászi, and M. Pócsik, 2013, Progradation of the paleo-Danube shelf margin across the Pannonian Basin during the Late Miocene and Early Pliocene, *Global and Planetary Change*, v. 103, p. 168–173.
- Mandic, O., 2004, Foraminiferal paleoecology of a submarine swell - the Lower Badenian (Middle Miocene) of the Mailberg Formation at the Buchberg in the Eastern Alpine Foredeep: initial report, *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, v. 105A, p. 161–174.
- Mandic, O., and S. Ćorić, 2007, Eine neue Molluskenfauna aus dem oberen Oligänium von Rassing (NÖ) - taxonomische, biostratigraphische, paläoökologische und paläobiogeographische Auswertung, *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, v. 147, p. 387–398.
- Mandic, O., M. Harzhauser, S. Spezzaferri, and M. Zuschin, 2002, The paleoenvironment of an early Middle Miocene Paratethys sequence in NE Austria with special emphasis on paleoecology of mollusks and foraminifera, *Geobios Mémoire spécial*, v. 24, p. 193–206.
- Marković, V., 1954–1984, Izveštaji o mikropaleontološkim ispitivanjima jezgara i proba sa vibro-sita iz bušotina u Vojvodini, *Fondovska dokumentacija NIS Naftagas*, Novi Sad.
- Marković, M., J. Pandžić, R. Pavlović, R., and T. Čupković, 1997, Strukturne karakteristike i neotektonska aktivnost jugoistočnog dela Panonskog basena, *DIT NIS-Naftagas*, v. 25, p. 5–33, Novi Sad.
- Marović, M., I. Đoković, and V. Miličević, 1996, Structure geometry and kinematics of Nealpine lithospheric extension in Vojvodina part of Pannonian Basin, *Ann. Geol. Penins. Balk.*, v. 60/2, p. 79–97, Belgrade.
- Marović, M., I. Đoković, and M. Toljić, 1998, Geneza neotektonskih struktura Srbije. *Geol. an. Balk. poluos.*, v. 62, p. 25–45, Beograd.
- Marović, M., I. Djoković, L. Pešić, S. Radovanović, M. Toljić, and N. Gerzina, 2002, Neotectonics and seismicity of the southern margin of the Pannonian Basin in Serbia. In: *Neotectonics and Surface Processes: The Pannonian Basin and Alpine/Carpathian System*, Stephan Mueller Spec. Publ. Ser., edited by S. A. P. L. Cloetingh et al., *Copernicus*, Katlenburg-Lindau, Germany, v. 3, p. 277–295.
- Marović, M., M. Toljić, L. Rundić, and J. Milivojević, 2007a, Nealpine Tectonics of Serbia, *Serbian Geological Survey*, Belgrade, 87 pp.
- Martini, E., 1971, Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: Farinacci, A., Ed., *Proceedings of the Second Planktonic Conference*, *Tecnoscienza*, Roma, p. 739–785.
- Martinović, S., M. Marković, V. Vojinović, A. Mitrović, V. Matić, G. Grbović, and R. Stojanović, 1988, Novi pristup obradi i interpretaciji podataka registrovanih metodama geofizičkog karotaža, *DIT NIS-Naftagas*, v. 14, p. 28–44.
- Martinović, S., M. Bejatović, R. Stojanović, M. Savičić, and S. Knežević, 1997, Procena petrofizičkih i geoloških svojstava metodama geofizičkog karotaža na istražnoj bušotini Mx-1, *DIT NIS-Naftagas*, v. 25, p. 46–53.
- Martinović, S., R. Stojanović, M. Savičić, D. Obrenović, and S. Ivanišević, 2000, Geofizički karotaz – obrada i interpretacija, *DIT NIS-Naftagas*, p. 383.
- Martins-Neto, M. A., and O. Cătuneanu, 2010, Rift sequence stratigraphy, *Marine and Petroleum Geology*, v. 27, p. 247–253, doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.08.001.
- Márton, E., 2000, The Tisza Megatectonic Unit in the light of paleomagnetic data, *Acta Geol. Hung.*, v. 43(3), p. 329–343.
- Márton, E., 2001, Tectonic implications of Tertiary paleomagnetic results from the PANCARDI area (Hungarian contribution), *Acta Geol. Hung.*, v. 44/2–3, p. 135–144.
- Marton, E., 2006, Paleomagnetic constraints for the reconstruction of the geodynamic evolution of the Middle Miocene-Pleistocene. In: Pinter, N., Grenerczy, G., Weber, J., Stein, S., and Medak, D., Eds., *The Adria Microplate: GPS geodesy*,

- tectonics and hazards, *Kluwer Academic Publishers*, p. 55–64.
- Márton, E., K. Drobne, V. Čosović, and A. Moro, 2003, Palaeomagnetic evidence for Tertiary counterclockwise rotation of Adria, *Tectonophysics*, v. 377, p. 143–156.
- Márton, E., B. Jelen, B. Tomljenovic, D. Pavelic, M. Poljak, P. Márton, R. Avanic, and J. Pamić, 2006, Late Neogene counterclockwise rotation in the SW part of the Pannonian Basin, *Geologica Carpathica*, v. 57, p. 41–46.
- Matenco, L. C., and D. Radivojević, 2012, On the formation and evolution of the Pannonian Basin: Constraints derived from the structure of the junction area between the Carpathians and Dinarides, *Tectonics*, v. 31, TC6007.
- Matenco, L., C. Krézsek, S. Merten, S. Schmid, S. Cloetingh, and P. Andriessen, 2010a, Characteristics of collisional orogens with low topographic build-up: an example from the Carpathians, *Terra Nova*, v. 22(3), p. 155–165, doi:10.1111/j.1365-3121.2010.00931.x.
- Matenco, L., M. Toljić, M. N. Ducea, and U. Stojadinović, 2010b, Superposed orogenic collision and core-complex formation at the present contact between the Dinarides and the Pannonian basin: The Bukulja and Cer Mountains in central and western Serbia, EGU General Assembly, Vienna, p. 6685.
- Mattick, R. E., J. Rumpler, and R. L. Phillips, 1985, Seismic stratigraphy of the Pannonian Basin in southeastern Hungary: Geophysical Transactions, v. 31, p. 13–54.
- Mattick, R. E., R. L. Phillips, and J. Rumpler, 1988, Seismic Stratigraphy and Depositional Framework of Sedimentary Rocks in the Pannonian Basin in Southeastern Hungary.- The Pannonian Basin - A Study In Basin Evolution, *AAPG Memoir*, v. 45, p. 117–145.
- Mattick, R. E., Rumpler, J., Ujfalusy, A., Szanyi, B., Nagy, I., 1994. Sequence stratigraphy of the Békés basin. In: Teleki, P. G., Mattick, R. E., Kókai, J. (Eds.), Basin Analysis in Petroleum Exploration. A Case Study from the Békés Basin, Hungary. *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, p. 39–65.
- Mattick R. E., P. G. Teleki, R. L. Phillips, J. L. Clayton, G. Dávid, G. Pogácsás, B. Bardócz, and E. Simon, 1996, Structure, stratigraphy and petroleum geology of the Little Hungarian Basin, Northwestern Hungary, *AAPG Bull.*, v. 80/11, p. 1780–1800.
- Merten, S., 2011, Thermo-tectonic evolution of a convergent orogen with low-topographic build-up: Exhumation and kinematic patterns in the Romanian Carpathians derived from thermochronology, PhD thesis, *Fac. of Earth and Life Sci., Vrije Univ. Amsterdam*, 202 pp.
- Mijatović, M., 1986–1992, Izveštaji o ispitivanjima makrofaune iz jezgara bušotina u Vojvodini, *Fondovska dokumentacija NIS Naftagas*, Novi Sad.
- Molenaar, C. M., I. Révész, I. Bérczi, A. Kovács, Gy. Juhász, I. Gajdos, and B. Szanyi, 1994, Stratigraphic framework and sandstone facies distribution of the Pannonian sequence in the Békés Basin. In: Teleki, P. G., Mattick, R. E., Kókai, J. (Eds.), Basin Analysis in Petroleum Exploration. A Case Study from the Békés Basin, Hungary. *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, p. 99–110.
- Mrkić, S., K. Stojanović, A. Kostić, H. P. Nytoft, A. Šajnović, 2011, Organic geochemistry of Miocene source rocks from the Banat Depression (SE Pannonian Basin, Serbia), *Organic Geochemistry*, v. 42, p. 655–677.
- Munteanu, I., L. Matenco, C. Dinu, and S. Cloetingh, 2012, Effects of large sea-level variations in connected basins: the Dacian-Black Sea system, *Basin Research*, v. 24, N.5., p. 583–597.
- Murriss, R. J., 1984, Introduction. In: Demaison, G., Murriss, R. J. (Eds.), Petroleum geochemistry and basin evaluation. *AAPG, Memoir*, 35, x–xii.
- Neveškaya L. A., I. A. Gontsharova, L. B. Iljina, N. P. Paramonova, S. V. Popov, E. V. Babak, K. G. Bagdasarjan, and A. A. Voronina, 1986, History of Neogene molluscs of Paratethys, *Transactions of the Paleontological Institute, Academy of Sciences of the USSR*, v. 220, p. 1–206.
- Olariu, C., and R. J. Steel, 2009, Influence of Point-Source Sediment-Supply on Modern Shelf-Slope Morphology: Implications for Interpretation of Ancient Shelf Margins, *Basin Research*, v. 21, p. 484–501.
- Pamić, J., 2002, The Sava-Vardar Zone of the Dinarides and Hellenides versus the Vardar Ocean, *Ecolgae Geol. Helv.*, v. 95(1), p. 99–113.
- Papayanopol, I., D. Jipa, F. Marinescu, N. Ticleanu, and R. Macalalet, 1995, Upper Neogene from the Dacian basin, *Romanian Journal of Stratigraphy*, v. 76, p. 33–43.
- Papp, A., 1951. Das Pannon des Wiener Beckens. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, 39–41: 99–193.
- Papp, A., 1960, Das Vorkommen von Miogypsina in Mitteleuropa und dessen Bedeutung für die Tertiärstratigraphie. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, 51: 219–228.
- Papp, A., 1974. Diskussion des Begriffes Sarmatische Stufe bzw. Sarmatien. In: Papp, A., Marinescu, F. and Seneš, J., 1974. M5 – Sarmatien (sensu E. Suess, 1866). Die Sarmatische Schichtengruppe und ihr Stratotypus. *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, 4: 31–34.
- Papp, A., 1985. 4.1 Holostratotypus: Vösendorf, Wiener Becken, Österreich. In: Papp, A., Jámbor, Á., and Steininger, F. F., 1985. M6 – Pannonien (Slavonien und Serbien). *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, 7: 187–198.
- Papp, A., and F. Steininger, 1974, Holostratotypus: Nexing, N.Ö. In: Papp, A., Marinescu, F. and

- Seneš, J., M5– Sarmatien (sensu E. Suess 1866). Die Sarmatische Schichtengruppe und ihr Stratotypus, *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, v. 4, p. 162–166.
- Papp, A., and F. Steininger, 1978, Holostratotypus des Badenien, *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, v. 3, p. 138–145.
- Papp, A., and I. Cicha, 1978, Definition der Zeiteinheit M [4] – Badenien. In: Papp, A., Cicha, I., Seneš, J. and Steininger, F., Eds., M4 – Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien), *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, v. 6, p. 47–48.
- Papp, A., F. F. Steininger, and F. Rögl, 1971, Bericht über die Ergebnisse der 3. Sitzung der Arbeitsgruppe Paratethys des Committee 165, Mediterranean Neogene Stratigraphy 1970 in Wien, *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, v. 1, p. 59–62.
- Papp, A., F. Rögl, and J. Seneš, 1973, M2 – Ottnganien. Die Innviertler, Salgótarján, Bántapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation, *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, v. 3, p. 1–841.
- Papp, A., F. Marinescu, and J. Seneš, 1974, M5– Sarmatien (sensu E. Suess, 1866). Die Sarmatische Schichtengruppe und ihr Stratotypus, *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, v. 4, p. 1–707.
- Papp, A., I. Cicha, J. Seneš, and F. Steininger, 1978, M4 – Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien), *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, v. 6, p. 1–594.
- Papp, A., A. Jambor, and F. F. Steininger, 1985, M6 – Pannonien (Slavonien und Serbien), *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, v. 7, p. 1–636.
- Pătrașcu, S., M. Bleahu, and C. Panaiotu, 1990, Tectonic implications of paleomagnetic research into Upper Cretaceous magmatic rocks in the Apuseni Mountains, Romania, *Tectonophysics*, v. 180, p. 309–322, doi:[10.1016/0040-1951\(90\)90316-Z](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90316-Z).
- Pătrașcu, S., M. Bleahu, C. Panaiotu, and C. E. Panaiotu, 1992, The paleomagnetism of the Upper Cretaceous magmatic rocks in the Banat area of South Carpathians: Tectonic implications, *Tectonophysics*, v. 213, p. 341–352, doi:[10.1016/0040-1951\(92\)90462-F](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90462-F).
- Pătrașcu, S., C. Panaiotu, M. Secleman, and C. E. Panaiotu, 1994, Timing of rotational motion of Apuseni Mountains (Romania): paleomagnetic data from Tertiary magmatic rocks, *Tectonophysics*, v. 233, p. 163–176.
- Pavelić, D., 2001, Tectonostratigraphic model for the North Croatian and North Bosnian sector of the Miocene Pannonian Basin System, *Basin Research*, v. 13(3), p. 359–376.
- Pavelić, D., 2005, Cyclicality in evolution of the Neogene North Croatian Basin (Pannonian Basin System) // Cyclic Development of Sedimentary Basins, 57/ Mabessone, Jannes M.: Neumann, Virginio, H. (ur), *Elsevier*, p. 273–283.
- Pavelić, D., M. Miknić, and M. Sarkotić Šlat, 1998, Early to Middle Miocene facies succession in lacustrine and marine environments on the southwestern margin of the Pannonian Basin System, *Geologica Carpathica*, v. 49, p. 433–443.
- Pavelić, D., Avanić, R., Kovačić, M., Vrsaljko, D., and Miknić, M., 2003a, An Outline of the Evolution of the Croatian Part of the Pannonian Basin System // Evolution of Depositional Environments from the Palaeozoic to the Quaternary in the Karst Dinarides and the Pannonian Basin. 22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija – September 17–19, 2003, Field Trip Guidebook / Vlahović, Igor Tišljar, Josip (ur.). Zagreb: *Institute of Geology*, p. 155–161.
- Pavelić, D., M. Kovačić, M. Miknić, R. Avanić, D. Vrsaljko, K. Bakrač, J. Tišljar, I. Galović, and Ž. Bortek, 2003b, The Evolution of the Miocene Environments in the Slavonian Mts. Area (Northern Croatia) // Evolution of Depositional Environments from the Palaeozoic to the Quaternary in the Karst Dinarides and the Pannonian Basin. 22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija – September 17–19, 2003, Field Trip Guidebook / Vlahović, Igor ; Tišljar, Josip (ur.). Zagreb: *Institute of Geology*, 2003, p. 173–181.
- Peslać, J., M. Mihajlović, and N. Trkulja, 1990, Istraživanja tzv. suptilnih zamki u neogenim sedimentima Vojvodine, *DIT NIS-Naftagas*, v. 17–18, p. 19–32, Novi Sad.
- Phillips, R. L., I. Révész, and I. Bérczi, 1994, Lower Pannonian deltaic-lacustrine processes and sedimentation, Békés Basin, In: Teleki, P. G., Mattick, R. and Kókai, J., (Eds.), Basin Analysis in petroleum exploration. A case study from the Békés basin, Hungary, *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, p. 67–82.
- Pigott, J. D., and D. Radivojević, 2010, Seismic Stratigraphy Based Chronostratigraphy (SSBC) of the Serbian Banat Region of the Pannonian Basin, *Cent. Eur. J. Geosci.*, v. 2(4), p. 481–500.
- Piller, W. E., and M. Harzhauser, 2005, The myth of the brackish Sarmatian Sea, *Terra Nova*, v. 17, p. 450–455.
- Piller, E. W., M. Harzhauser, and O. Mandić, 2007, Miocene Central Paratethys stratigraphy – current status and future directions, *Stratigraphy*, v. 4, p. 151–168.
- Pinter, N., G. Grencerczy, J. Weber, S. Stein, and D. Medak (Eds.), 2005, The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics and Hazards, Nato Sci. Ser. IV, *Springer*, Dordrecht, Netherlands, v. 61, p. 413.
- Placer, L., 1998, Contribution to the macrotectonic subdivision of the border region between

- southern Alps and External Dinarides, *Geologija*, v. 41, p. 223–255, doi:10.5474/geologija.1998.013.
- Pogácsás, Gy., L. Lakatos, I. Révész, K. Ujszászi, G. Vakarcs, L. Várkonyi, L. and P. Várnai, 1988, Seismic facies, electrofacies and Neogene sequence chronology of the Pannonian Basin, *Acta Geologica Hungarica*, v. 31/3–4, p. 175–207.
- Pogácsás, Gy., A. Szabó, and J. Szalay, 1992, Chronostratigraphic relations of the progradational delta sequence of the Great Hungarian Plain, *Acta Geol. Hung.*, v. 35. p. 311–327.
- Pogácsás, Gy., P. Müller, I. Magyar, 1993, The Role of Seismic Stratigraphy in Understanding Biological Evolution in the Pannonian Lake (SE Europe, Late Miocene), *Geologia Croatica*, v. 46/1. p. 63–69.
- Pogácsás, Gy., R. E. Mattick, D. P. Elston, T. Hámor, A. Jámbor, L. Lakatos, M. Lantos, E. Simon, G. Vakarcs, L. Várkonyi, and P. Várnai, 1994, Correlation of seismo and magnetostratigraphy in southeastern Hungary. In: Teleki, P. G., Mattick, R. E., Kóky, J. (Eds.), Basin Analysis in Petroleum Exploration. A case study from the Békés basin, Hungary, *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, p. 143–160.
- Popov, S. V., F. Rögl, A. Y. Rozanov, F. R. Steininger, I. G. Shcherba, and M. Kovač, (Eds.), 2004, Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys, 10 maps Late Eocene to Pliocene. Courier Forschungsinstitut Senckenberg 250, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, p. 46.
- Popovicki, D., 2001a, Geološki model kompleksa ugljovodoničnih ležišta Kikinda -B, *DIT NIS-Naftagas*, v. 29, p. 9–20, Novi Sad.
- Popovicki, D., 2001b, Neotectonic activity of the Kikinda paleohorst, Quantitative Neotectonics and Seismic Hazard Assessment (Abstract book), The Stephan Mueller topical conference of the European Geophysical Society, *Balatonfured*, p. 50–51, Balaton.
- Popovicki, D., 2004, Doprinios 3D seizmike geološkom modelovanju i otkrivanju novih rezervi ugljovodonika na polju "Kikinda". *DIT NIS-Naftagas*, v. 32, p. 13–25, Novi Sad.
- Posamentier, H.W., and G. P. Allen, 1999, Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications, *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, v. 7, p. 210.
- Prelogović, E., D. Janičić, B. Aljinović, J. Velić, B. Softić, and M. Dragaš, 1995, Dinamika nastanka struktura južnog dijela Panonskog bazena, *Zbornik radova 1. hrvatskog geološkog kongresa*, v. 2, p. 481–486, Zagreb.
- Prosser, S., 1993, Rift related depositional system and their seismic expression, in *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*, edited by G. D. Williams and A. Dobb, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, v. 71, p. 35–66, doi:10.1144/GSL.SP.1993.071.01.03.
- Quirk, D. G., and R. G. Ruthrauff, 2008, Toward consistency in petroleum exploration: a systematic way of constraining uncertainty in prospect volumetrics, *AAPG Bulletin*, v. 92, p. 1263–1291.
- Răbăgia, A.-M., 2009, Sequential Stratigraphic studies in the northern part of the Pannonian Basin for deriving the tectono-stratigraphic evolution, PhD thesis, *University of Bucharest*, Faculty of Geology and Geophysics, Bucharest, 98 pp.
- Radivojević, D., Lj. Rundić, and S. Knežević, 2010, Geology of the Čoka structure in northern Banat (Central Paratethys, Serbia), *Geologica Carpathica*, v. 61(4), p. 341–352, doi:10.2478/v10096-010-0020-5.
- Radivojević, D., M. Ter Borgh, I. Magyar, O. Sztano, L. Matenco, 2013, The place where Paratethyan successor (Lake Pannon) vanished: An integrated study from the Serbian part of the Pannonian Basin, *AAPG Conference*, Tbilisi, abstract.
- Rádlér, B., Gy. Sággy, A. Ujfalussy, and I. Varga, 1978, Seismic exploration of unconformably dipping Neogene sediments, *Magyar Geofizika*, v. 19, p. 201–206.
- Révész, I., I. Bérczi, and R. L. Phillips, 1989, A Békési-medence alsópannóniai üledékképződése. (Lower-Pannonian sedimentation in the Békés Basin), *Magyar Geofizika*, v. 30, p. 98–113.
- Rijavec L. 1985, Transtethyan Trench "Corridor" In: Steininger F. F., Seneš J., Kleemann K. and Rögl F. (Eds.): Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. Stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps, *Inst. Paleont., Univ. Vienna*, v. 1, p. 73–74.
- Rögl, F., 1996, Stratigraphic correlation of the Paratethys Oligocene and Miocene, *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs*, v. 41, p. 65–73.
- Rögl, F., 1998, Palaeogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys seaways (Oligocene to Miocene), *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien*, v. 99A, p. 279–310.
- Rögl, F., 1999, Mediterranean and Paratethys. Facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene paleogeography (short overview), *Geologica Carpathica*, v. 59, p. 339–349.
- Rögl, F., O. Schultz, and O. Holzl, 1973, A. Holostratotypus und Faziostratotypen der Innviertler Schichtengruppe. In: Papp, A., Rögl, F. and Seneš, J., Eds., M2 – Ottományien. Die Innviertler, Salgótarján, Bántapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation. *Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, v.3, p. 140–196.
- Rögl, F., S. Spezzaferri, and S. Ćorić, 2002, Micropaleontology and biostratigraphy of the Karpatian-Badenian transition (Early-Middle Miocene boundary) in Austria (Central

- Paratethys), *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, v. 237, p. 47–67.
- Rose, P. R., 1992, Chance of success and its use in petroleum exploration. In: Steinmetz, R. (Ed.), *The business of petroleum exploration*. American Association of Petroleum Geologists Treatise of Petroleum Geology, *Handbook of Petroleum Geology*, p. 71–86.
- Royden, L. H., 1988, Late Cenozoic tectonics of the Pannonian Basin system, *AAPG Mem.*, v. 45, p. 27–48.
- Royden, L., and F. Horváth, 1988, The Pannonian Basin, A study in basin evolution, *AAPG Memoir*, v. 45, p. 1–394.
- Rundić, Lj., M. Ganić, S. Knežević, and A. Soliman, 2011, Upper Miocene Pannonian sediments from Belgrade: new evidence and paleoenvironmental considerations (Serbia), *Geologica Carpathica*, v. 62 (3), p. 267–278.
- Sacchi, M., and F. Horvath, 2002, Towards a new time scale for the Upper Miocene continental series of the Pannonian basin (Central Paratethys), *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, v. 3, p. 79–94.
- Sacchi, M., F. Horváth, I. Magyar, P. Müller, 1997, Problems and progress in establishing a Late Neogene Chronostratigraphy for the Central Paratethys, *Neogene Newsletter*, Padova, v. 4, p. 37–46.
- Sacchi, M., R. Tonielli, T. Cserny, P. Dövényi, F. Horváth, O. Magyari, T. M. McGee, and L. Mirabile, 1998, Seismic stratigraphy of the Late Miocene sequence beneath Lake Balaton, Pannonian basin, Hungary, *Acta Geologica Hungarica*, v. 41, p. 63–88.
- Sacchi, M., F. Horváth, and O. Magyari, 1999, Role of unconformity-bounded units in the stratigraphy of the continental record: a case study from the Late Miocene of the western Pannonian Basin, Hungary, in *The Mediterranean Basins: extension within the Alpine Orogen*, edited by B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth, and M. Seranne, *Geological Society, London, Special Publications*, v. 156, p. 357–390.
- Saftić, B., I. Velić, O. Sztanó, G. Juhász, and Ž. Ivković, 2003, Tertiary subsurface facies, source rocks and hydrocarbon reservoirs in the SW part of the Pannonian Basin (Northern Croatia and South-western Hungary), *Geol. Croatica*, v. 56, p. 101–122, Zagreb.
- Săndulescu, M., 1975, Essai de synthèse structurale des Carpathes, *Bull. Soc. Geol. France*, XVII, 299–310.
- Săndulescu, M., 1984, Geotectonics of Romania, *Ed. Tehnică*, Bucharest, Romania, 450 pp.
- Săndulescu, M., 1988, Cenozoic tectonic history of the Carpathians, in *The Pannonian Basin L A Study in Basin Evolution*, edited by L. H. Royden and F. Horváth, *AAPG Mem.*, v. 45, p. 17–26.
- Savić, Lj., 1993–2003, Izveštaji o mikropaleontološkim ispitivanjima jezgara i proba sa vibro-sita iz bušotina u Vojvodini, *Fondovska dokumentacija NIS Naftagas*, Novi Sad.
- Schefer, S., 2010, Tectono-metamorphic and magmatic evolution of the Internal Dinarides (Kopaonik area, southern Serbia) and its significance for the geodynamic evolution of the Balkan Peninsula, dissertation, *Univ. Basel*, Basel, Switzerland, p. 1–230.
- Schefer, S., D. Egli, S. Missoni, D. Bernoulli, H.-J. Gawlick, D. Jovanović, L. Krystyn, R. Lein, S. M. Schmid, and M. Sudar, 2010, Triassic sediments in the Internal Dinarides (Kopaonik area, southern Serbia): stratigraphy, paleogeographic and tectonic significance, *Geol. Carpathica*, v. 61(2), p. 89–109, doi:10.2478/v10096-010-0003-6.
- Schmid, S. M., D. Bernoulli, B. Fügenschuh, L. Matenco, S. Schefer, R. Schuster, M. Tischler, and K. Ustaszewski, 2008, The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: Correlation and evolution of tectonic units, *Swiss J. Geosci.*, v. 101(1), p. 139–183, doi:10.1007/s00015-008-1247-3.
- Schuller, V., W. Frisch, M. Danisik, I. Dunkl, and M. C. Melinte, 2009, Upper Cretaceous Gosau deposits of the Apuseni Mountains (Romania) – similarities and differences to the Eastern Alps, *Austrian J. Earth Sci.*, v. 102, p. 133–145.
- Seghedi, I., H. Downes, A. Szakacs, P. R. D. Mason, M. F. Thirlwall, E. Rosu, Z. Pecskey, E. Marton, and C. Panaiotu, 2004, Neogene-Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian-Pannonian region: a synthesis. *Lithos*, v. 72, p. 117–146.
- Seneš, J., 1961, Paläogeographie des Westkarpatischen Raumes in Beziehung zur übrigen Paratethys im Miozän, *Geologické Práce*, v. 60, p. 1–56.
- Seneš, J., 1973, Die Sedimentationsräume und die Schichtengruppen der zentralen Paratethys im Ottnangien. In: Papp, A., Rögl, F. and Seneš, J., Eds., M2 – Ottnangien. Die Innviertler, Salgótarjáner, Bántapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation. *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, 3: 45–53.
- Seneš, J., 1974, Die Herkunft der endemischen Fauna des Sarmats In: Papp, A., Marinescu, F., Senes, J. (Eds.), M5. Sarmatien. *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, v. 4, p. 139–140.
- Sengor, A. M. C., 1993, Some current problems on the tectonic evolution of the Mediterranean during the Cainozoic. In: Boschi, E., Mantovani, E. and Morelli, A. (eds.) *Recent Evolution and Seismicity of the Mediterranean Region*, *NATO ASI Series, Series C*, v. 402, p. 1–51.
- Steininger, F., 1971, Beschreibung des Holostratotyps und der Faziostratotypen. A. Holostratotypus und Faziostratotypen der Eggenburger Schichtengruppe im Raume von Eggenburg in Niederösterreich (Österreich). In:

- Steininger, F. and Seneš, J., Eds., M1 – Eggenburgien. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus. *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, v. 2, p. 104–167.
- Steininger, F., 1973, Die Molluskenfaunen des Ottnangien. In: Papp, A., Rögl, F. and Senes, J., Eds., M2 – Ottnangien. Die Innviertler, Salgótarján, Bántapusztaer Schichtgruppe und die Rzehakia Formation, *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der zentralen Paratethys*, v. 3, p. 380–615.
- Steininger, F. and Seneš, J., Eds., 1971, M1 – Eggenburgien. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus. *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, v. 2, p. 1–827.
- Steininger, F.F., and G. Wessely, 2000, From the Tethyan Ocean to the Paratethys Sea: Oligocene to Neogene stratigraphy, paleogeography and palaeobiogeography of the circum-Mediterranean region and the Oligocene to Neogene Basin evolution in Austria. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, v. 92, p. 95–116.
- Steininger, F., F. Rögl, and E. Martini, 1976, Current Oligocene/ Miocene biostratigraphic concept of the Central Paratethys (Middle Europe), *Newsletters on Stratigraphy*, v. 4(3), p. 174–202.
- Steininger, F. F., Müller, C., Rögl, F., 1988. Correlation of Central Paratethys, Eastern Paratethys, and Mediterranean Neogene stages. *AAPG Memoir* 45, 79–87.
- Stevanović, P., 1977, Pliocen Vojvodine.- Geologija Srbije – Stratigrafija, knj. II–3., *Rud. Geol. Fakultet*, Beograd.
- Stevanović, P., L. A. Nevesskaja, F. Marinescu, A. Sokač, and A. Jambor, 1990, P11 – Pontien (sensu F. Le Play, N. P. Barbot De Marny, N. I. Andrusov). *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Neogen der Westlichen (»Zentrale«) Paratethys*, v. 8, p. 1–952.
- Stevanović, P., M. Marović, and V. Dimitrijević, 1992, Geologija kvartara. *Naučna knjiga*, p. 1–157, Beograd.
- Stojadinović, U., L. Matenco, P. A. M. Andriessen, M. Toljić, and J. P. T. Foeken, 2013, The balance between orogenic building and subsequent extension during the Tertiary evolution of the NE Dinarides: Constraints from low-temperature thermochronology, *Global and Planetary Change*, v. 103, p. 19–38.
- Stojanović, K., B. Jovančević, D. Vitorović, Y. Golovko, G. Pevneva, and A. Golovko, 2007, Evaluation of saturated and aromatic hydrocarbons oil–oil maturity correlation parameters (SE Pannonian Basin, Serbia) *J. Serb. Chem. Soc.*, v. 72 (12), p. 1237–1254.
- Strauss, P., M. Harzhauser, R. Hinsch, and M. Wägrich, 2006, Sequence stratigraphy in a classic pull-apart basin (Neogene, Vienna Basin), A 3D seismic based integrated approach, *Geologica Carpathica*, v. 57, p. 185–197.
- Suc, J-P., D. Do Couto, M. C. Melinte-Dobrinescu, R. Macaleș, F. Quillévéré, F., Clauzon, I. Csato, J-L. Rubina, S-M., Popescu, 2011, The Messinian Salinity Crisis in the Dacic Basin (SW Romania) and early Zanclean Mediterranean-Eastern Paratethys high sea-level connection, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 310, p. 256–272.
- Szalay, A., and I. Koncz, 1991, Genetic relations of hydrocarbons in the Hungarian part of the Pannonian Basin, in A. M. Spencer, ed., Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons, *European Association of Petroleum Geologists Special Publication*, v. 3, p. 311–323.
- Szentgyörgyi, K., and P. G. Teleki, 1994, Facies and depositional environments of Miocene sedimentary rocks, in Teleki, P.G., Mattick, R.E., and Kókai, J., eds., Basin analysis in petroleum exploration, A case study from the Békés Basin, Hungary: Dordrecht, Netherlands, *Kluwer Academic Publishers*, p. 83–97.
- Sztanó, O., and F. Mészáros, 2006, Variation in dip of lateral accretion surfaces in subrecent fluvial deposits, Pannonian Basin, Hungary: a reflection of climatic fluctuations, in Analogue and numerical forward modelling of sedimentary systems: from understanding to prediction, edited by P. L. de Boer, IAS Special publication, *Wiley-Blackwell*, Chichester, v. 37., p. 55–59.
- Sztanó, O., and I. Magyar, 2007, Deltaic parasequences on gamma logs, ultra-high resolution seismic images and outcrops of Lake Pannon deposits, *Joannea Geologie und Paläontologie*, v. 9, p. 105–108.
- Sztanó, O., P. Szafián, I. Magyar, A. Horányi, G. Bada, D. W. Hughes, D. L. Hoyer, and R. J. Wallis, 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*, v. 103, p. 149–167.
- Szuromi-Korecz A., M. Süti-Szentai, and I. Magyar, 2004, Biostratigraphic revision of the Hód-I well: Hungary's deepest borehole failed to reach the base of the Upper Miocene Pannonian Stage, *Geologica Carpathica*, v. 55, p. 475–485.
- Šaban, M., B. Jovančević, and T. Glumšić, 1990, Organo-geochemijska studija nafte jugoistočnog dela Panonskog basena i naftna polja Banata, *DIT NIS-Naftagas*, v. 20, p. 15–27, Novi Sad.
- Šećerov, P., 1975–1987, Izveštaji o palinološkim ispitivanjima jezgara iz bušotina Vojvodine, *Fondovska dokumentacija NIS Naftagas*, Novi Sad.
- Šolević, T., K. Stojanović, B. Jovančević, G. Mandić, J. Schwarzenbauer, and D. Vitorović, 2006, Multivariate statistical methods applied to interpretation of saturated biomarkers

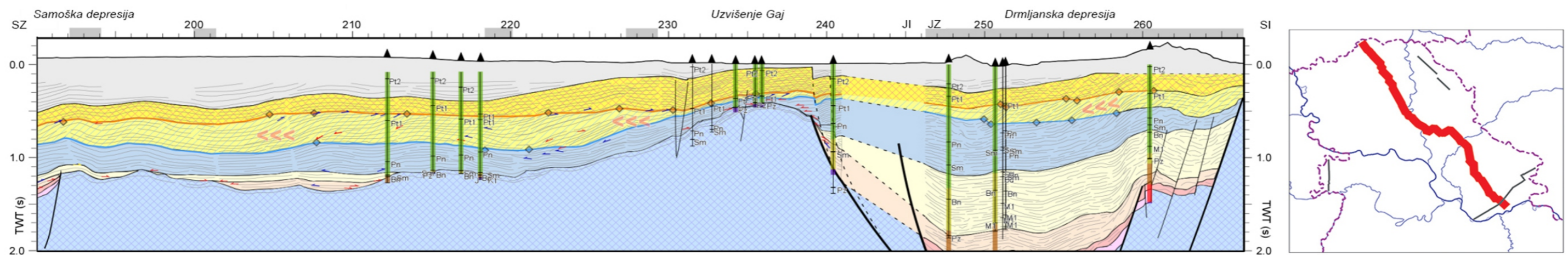
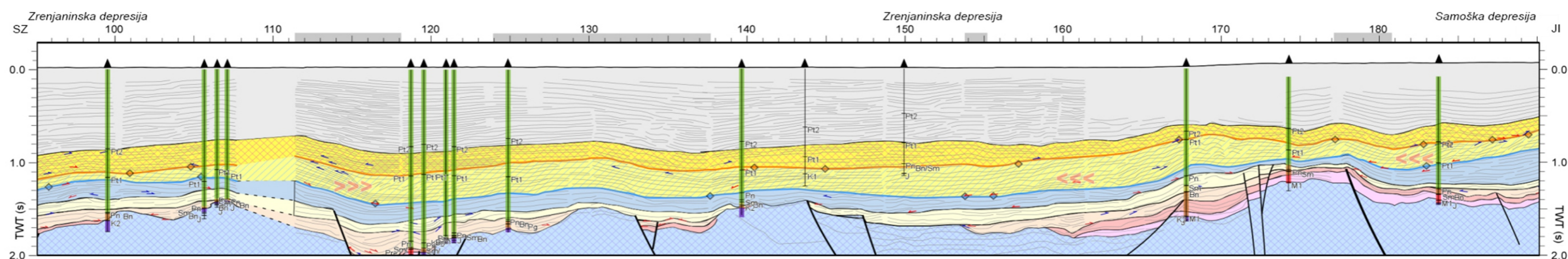
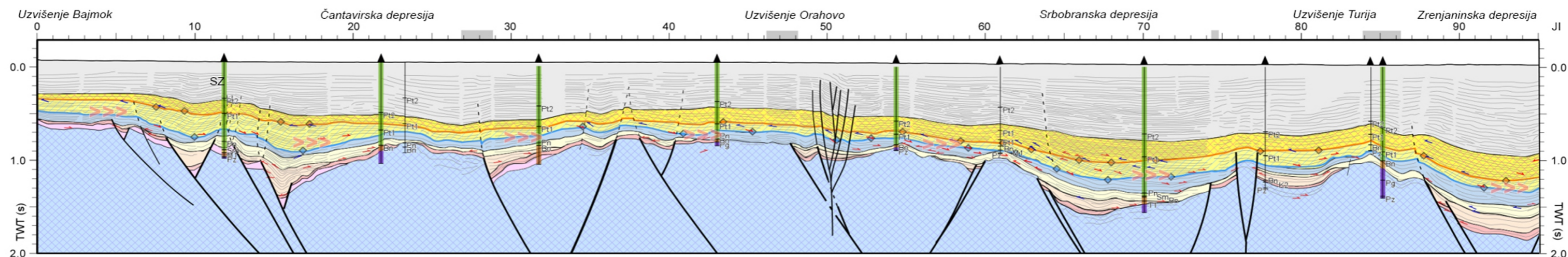
- (Velebit oil field, SE Pannonian Basin, Serbia), *J. Serb. Chem.*, v. 71 (7) p. 745–769.
- Šolević, T., K. Stojanović, J. Bojesen-Koefoed, H. P. Nytoft, B. Jovančević, and D. Vitorović, 2008, Origin of oils in the Velebit oil-gas field, SE Pannonian Basin, Serbia – Source rocks characterization based on biological marker distributions, *Organic Geochem.*, v. 39(1), p. 118–134, doi: [10.1016/j.orggeochem.2007.09.003](https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2007.09.003).
- Šumanovac, F., 2010, Lithosphere structure at the contact of the Adriatic microplate and the Pannonian segment based on the gravity modelling, *Tectonophysics*, v. 485(1–4), p. 94–106, doi: [10.1016/j.tecto.2009.12.005](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.12.005).
- Švabenička, L., S. Čorić, A. S. Andreyevna-Grigorovich, E. Halasova, M. Marunteanu, A. Nagymarosy, and M. Osczyppo-Clowes, 2003, Central Paratethys Karpatian calcareous nannofossils. In: Brzobohatý, R., Cicha, I., Kovač, M. and Rögl, F., Eds., *The Karpatian – a Lower Miocene stage of the Central Paratethys. Masaryk University, Brno*, 151–167.
- Thamó-Bozsó, E., Gy. Juhász, and L. Kovács, 2006, The mineral composition of the Pannonian s.l. formations in the Hungarian Plain (I). The characteristics and origins of the Pannonian s.l. sands and sandstones, *Földtani Közlöny*, v. 136, p. 407–430.
- Tari, G. C., 1994, Alpine tectonics of the Pannonian Basin, Hungary: Ph.D. thesis, *Rice University*, Houston, Texas, 501 pp.
- Tari, G., 1995, Eoalpine (Cretaceous) tectonics in the Alpine–Pannonian transition zone, in F. Horvath, G. Tari, and Cs. Bokor, eds., *Extensional collapse of an Alpine orogene and hydrocarbon prospects in the basement and basin fill of the Western Pannonian Basin: AAPG International Conference and Exhibition*, Nice, France, Guidebook to Fieldtrip No. 6., Hungary, p. 133–155.
- Tari, G. C., 1996, Extreme crustal extension in the Rába River extensional corridor (Austria/Hungary), *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Oesterr.*, v. 41, p. 1–17.
- Tari, G., and F. Horváth, 2006, Alpine evolution and hydrocarbon geology of the Pannonian Basin: An overview, in *The Carpathians and Their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources*, edited by J. Golonka and F. J. Picha, *AAPG Mem.*, v. 84, p. 605–618.
- Tari, G., F. Horváth, and J. Rumpler, 1992, Styles of extension in the Pannonian Basin, *Tectonophysics*, v. 208, p. 203–219.
- Tari, G., P. Dovenyi, I. Dunkl, F. Horvath, L. Lenkey, M. Stefanescu, P. Szafian, and T. Toth, 1999, Lithospheric structure of the Pannonian Basin derived from seismic, gravity and geothermal data, in *The Mediterranean Basins: extension within the Alpine Orogen*, edited by B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Serrane, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, v. 156, p. 215–250.
- Teleki, P. G., R. E. Mattick, and J. Kokai, eds., 1994, *Basin analysis in petroleum exploration: Dordrecht, Kluwer Academic Publishing*, 300 pp.
- ter Borgh, M., I. Vasiliev, M. Stoica, S. Knežević, L. Matenco, W. Krijgsman, Lj. Rundić, and S. Cloetingh, 2013, The isolation of the Pannonian basin (Central Paratethys): new constraints from magnetostratigraphy and biostratigraphy, *Global and Planetary Change*, v. 103, p. 99–118.
- Toljić, M., L. Matenco, M. N. Ducea, U. Stojadinović, J. Milivojević, and N. Đerić, 2013, The evolution of a key segment in the Europe – Adriatic collision: the Fruška Gora of northern Serbia, *Global and Planetary Change*, v. 102, p. 39–62.
- Tomljenović, B., 2000, Zagorje-Mid-Transdanubian Zone, in *Pancardi 2000 Fieldtrip Guidebook*, *Vijesti 37/2*, edited by J. Pamić and B. Tomljenović, Univ. of Zagreb, Zagreb, Croatia, p. 27–33.
- Tomljenović, B. and L. Csontos, 2001, Neogene-Quaternary structures in the border zone between Alps, Dinarides and Pannonian Basin (Hrvatsko zagorje and Karlovac Basins, Croatia), *Int. J. Earth Sci. (Geol. Resch.)*, v. 90, p. 560–578.
- Toth-Makk, A., 2007, Late Miocene sequence stratigraphy of the Pannonian Basin fill (Kiskunhalas – Melykut region, Hungary): how core, electric log and seismic data fit together?, *Geologica Carpathica*, v. 54/4, p. 353–366.
- Trkulja, N., and Ž. Kirin, 1986, Fenomen kosih refleksija na konvencionalnim seizmičkim profilima Severoistočne Vojvodine, *DIT NIS-Naftagas*, v. 9–10, p. 115–123, Novi Sad.
- Troskot-Čorbić, T., J. Velić, and T. Malvić, 2009, Comparison of the Middle Miocene and the Upper Miocene source rock formations in the Sava Depression (Pannonian Basin, Croatia), *Geologia Croatica*, v. 62/2, p. 123–133.
- Tulucan, A., 2007, Complex geological study of the Romanian sector of the Pannonian Depression with special regard to hydrocarbon accumulation, *University of Bucharest, Faculty of Geology and Geophysics*, PhD Thesis, 220 pp, Bucharest.
- Uhrin, A., I. Magyar, and O. Sztanó, 2009, Control of the Late Neogene (Pannonian s.l.) sedimentation by basement deformation in the Zala Basin, *Földtani Közlöny*, v. 139, p. 273–282.
- Uhrin, A., and O. Sztanó, 2012, 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, *Int. J. Earth Sci.*, v. 101, p. 1427–1440.
- Ujszászi, K., and G. Vakarcs, 1993, Sequence stratigraphic analysis in the south Transdanubian region, Hungary, *Geophysical Transactions*, v. 38, p. 69–87.
- Ustaszewski, K., S. M. Schmid, B. Lugovic, R. Schuster, U. Schaltegger, D. Bernoulli, L. Hottinger, A. Kounov, B. Fügenschuh, and S. Schefer, 2009, Late Cretaceous intra-oceanic

- magmatism in the internal Dinarides (northern Bosnia and Herzegovina): Implications for the collision of the Adriatic and European plates, *Lithos*, v. 108(1-4), p. 106-125, doi:[10.1016/j.lithos.2008.09.010](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.010).
- Ustaszewski, K., A. Kounov, S. M. Schmid, U. Schaltegger, E. Krenn, W. Frank, and B. Fügenschuh, 2010, Evolution of the Adria-Europe plate boundary in the northern Dinarides: From continent-continent collision to back-arc extension, *Tectonics*, v. 29, TC6017, doi:[10.1029/2010TC002668](https://doi.org/10.1029/2010TC002668).
- Vail, P.R., R. M. Mitchum, R. G. Todd, J. M. Widmer, S. Thompson, J. B. Sangree, J. N. Bubb, and W. G. Hatfield, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Payton (Eds.), *Seismic Stratigraphy: Application to Hydrocarbon Exploration*, AAPG-Mem., v. 26, p. 83-98.
- Vakarcs, G., 1997, Sequence stratigraphy of the Cenozoic Pannonian Basin, Hungary: Ph.D. thesis, *Rice University*, Houston, Texas, p. 1-514.
- Vakarcs, G., P. R. Vail, G. Tari, Gy. Pogácsás, R. E. Mattick, R.E. and A. Szabó, 1994, Third order Middle Miocene-Early Pliocene depositional sequences in the prograding delta complex of the Pannonian Basin, *Tectonophysics*, v. 240, p. 81-106.
- Vakarcs, G., V. S. Abrieu, and P. R. Vail, 1997, Integrated stratigraphic correlation, a tool to increase stratigraphic resolution. *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Ann. Meeting*, Dallas, Abstracts, A119, Dallas.
- van Wagoner, J. C., R. M. Mitchum, K. M. Campion, and V. D. Rahmanian, 1990, Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops, Methods Explor. Ser., *Am. Assoc. of Pet. Geophys., Tulsa*, Oklahoma, v. 7, pp. 211-240.
- Vasiliev I., W. Krijgsman, C. Langereis, C. Panaiotu, L. Matenco, and G. Bertotti, 2004, Towards an astrochronological framework for the eastern Paratethys Mio-Pliocene sedimentary sequences of the Foccani basin (Romania), *Earth Planet. Sc. Lett.*, v. 227, p. 231-247.
- Vasiliev, I., Krijgsman, W., Stoica, M., and Langereis, C. G., 2005, Mio-Pliocene magnetostratigraphy in the southern Carpathian foredeep and Mediterranean-Paratethys correlations, *Terra Nova*, 17(4), 376-384.
- Vasiliev, I., de Leeuw, A., Filipescu, S., Krijgsman, W., Kuiper, K., Stoica, M., and Briceag, A., 2010, The age of the Sarmatian-Pannonian transition in the Transylvanian Basin (Central Paratethys), *Palaeogeog., Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297, 54-69.
- Vörös, A., 1977, Provinciality of the Mediterranean Lower Jurassic brachiopod fauna: causes and plate-tectonic implications, *Paleogeography Paleoclimatology Paleocology*, v. 21, p. 1-16.
- Vrabec, M., and L. Fodor, 2005, Late Cenozoic tectonics of Slovenia: Structural styles at the northeastern corner of the Adriatic microplate, in *The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics and Hazards*, Nato Science Ser. IV, edited by N. Pinter et al., *Springer*, Dordrecht, Netherlands, v. 61, p. 151-168, doi:[10.1007/1-4020-4235-3_10](https://doi.org/10.1007/1-4020-4235-3_10).
- Weimer, P., Posamentier, H.W. (Eds.), 1993. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy*. AAPG Memoir 8, p. 292.
- Wortel, M.J.R. and W. Spakman, 2000, Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region, *Science*, v. 290, p. 1910-1917.
- Yilmaz, P. O., I. O. Norton, D. Leary, and R. J. Chuchla, 1996, Tectonic evolution and paleogeography of Europe. In: Ziegler, P. A. and Horvath, F. (eds) *Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands*, *Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle*, v. 170, p. 47-60.
- Yilmaz H., J. P. Pigott, D. Radivojević, K. L. Pigott, and I. Milovanović, 2011, 3-D Basin modeling of the Serbian Banat region of the Pannonian basin: Evaluating the impact of tectonic inversion upon hydrocarbon potential-abstract, *American Association of Petroleum Geologists Conference*, Milano.
- Živadinović, M., 1989, Problematika geofizičkih istraživanja nafte i gasa u tankoslojevitim sredinama neogenih sedimenata, *DIT NIS-Naftagas*, v. 15-16, p. 115-120, Novi Sad.
- Žumberković, V., 1986-2003, Izveštaji o petrološko-sedimentološkim ispitivanjima jezgara iz bušotina Vojvodine, *Fondovska dokumentacija NIS Naftagas*, Novi Sad.

PRILOZI

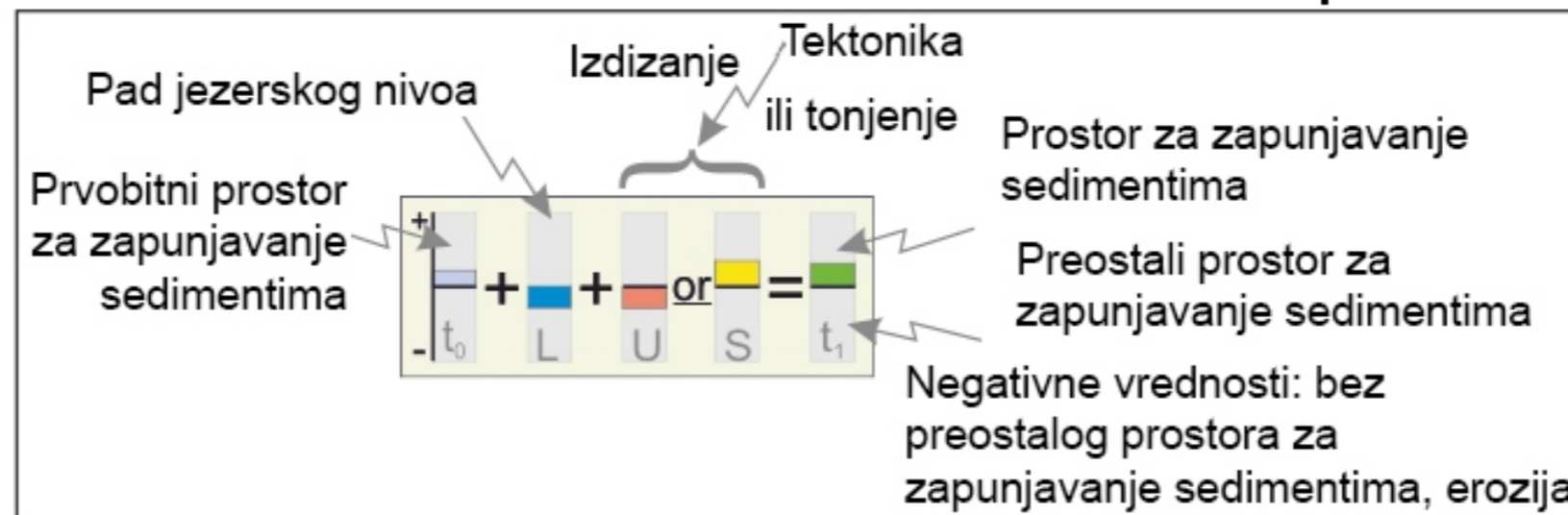
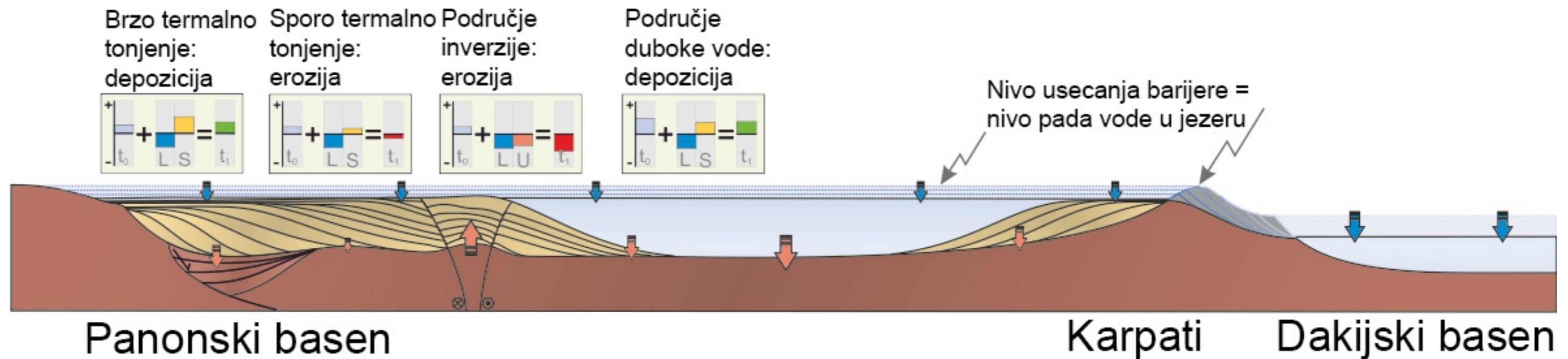
1. Kontinuirani seizmički profil od centra do jugoistočne ivice Panonskog basena, Radivojević et al., 2013.
2. Odnos između litostratigrafskih procesa i MSC pada morskog nivoa u Dakijskom basenu, Radivojević et al., 2013.
3. Progradacija padine ivice šelfa paleo-Dunava i paleo-Tise u vreme mlađeg miocena – starijeg pliocena, Magyar et al., 2013.
4. Strukturna karta neogene podloge Panonskog basena u Srbiji, delu Mađarske i Rumunije. Karta predstavlja kompilaciju karata od: Tari & Horváth, 2006, Tulucan, 2007, Haas et al., 2010. i Matenco & Radivojević, 2012.
5. Regionalni dubinski profil preko Panonskog basena u Srbiji i Rumuniji, Matenco & Radivojević, 2012.

Kontinuirani seizmički profil od centra do jugoistočne ivice Panonskog basena

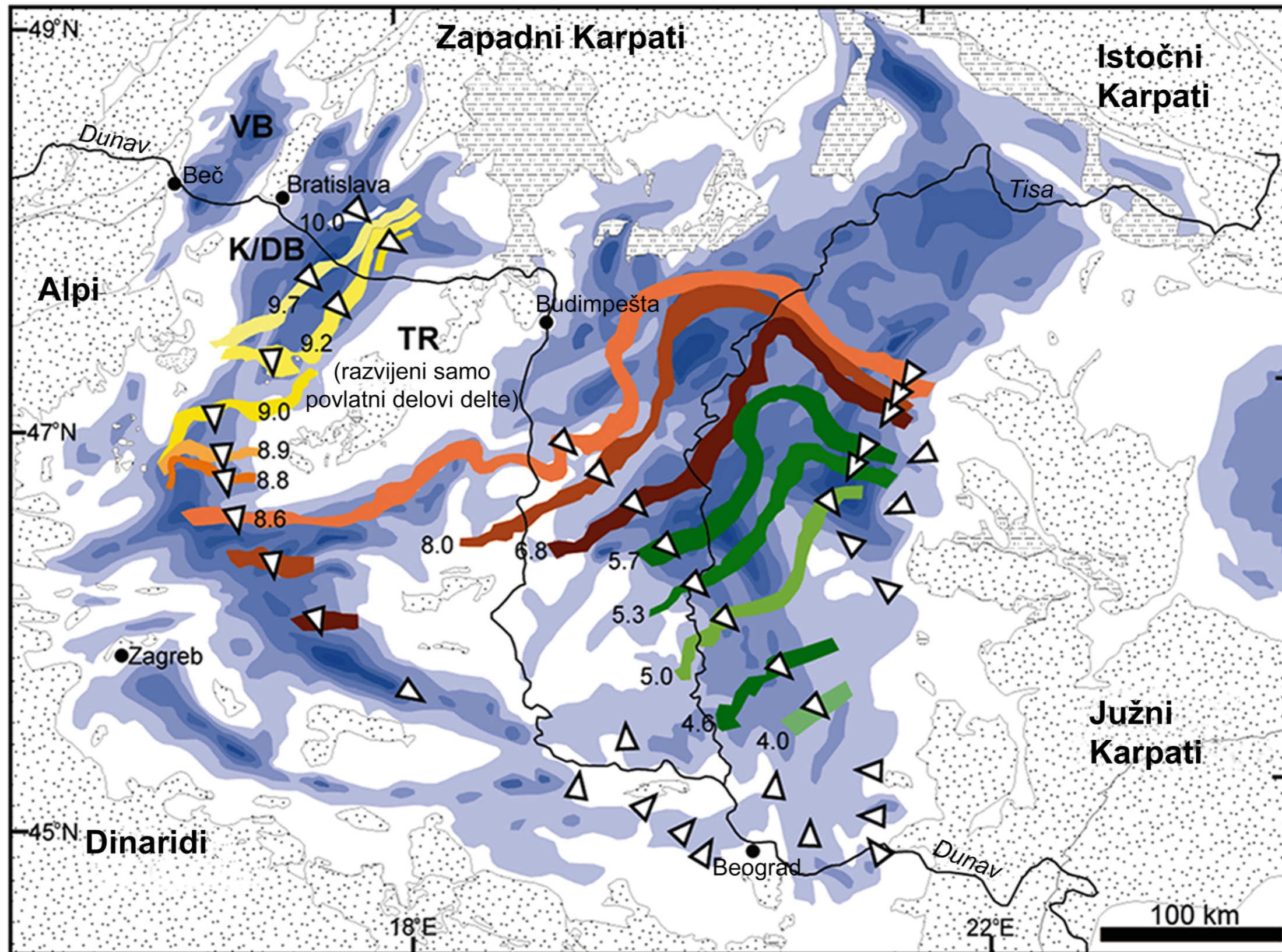






- | | | | |
|--|--|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> Seizmička facija F3; fluvijalni sedimenti Seizmička facija F2; povlatni sedimenti Seizmička facija F1; sedimenti padine Seizmička facija S4; sedimenti podine i neposredni postrift | <ul style="list-style-type: none"> Kasna faza maksimalne riftogeneze (S3c) Srednja faza maksimalne riftogeneze (S3b) Rana faza maksimalne riftogeneze (S3a) Početak riftogeneze (S2) Podloga neogenih sedimenata (S1) | <ul style="list-style-type: none"> Prekid šelfa Podina padine Donja i gornja granica Rased Rased, ne tektonski | <ul style="list-style-type: none"> Panon s.l. (Pn) (Gornji miocen - pliocen) Sarmat s.str. (Smm) (Srednji miocen) Baden (Bd) (Srednji miocen) Donji miocen (M1) Pre - miocen |
|--|--|---|---|

Odnos između litostratigrafskih procesa i MCS pada morskog nivoa u Dakijskom basenu



Progradacija padine ivice šelfa paleo-Dunava i paleo-Tise u vreme gornjeg miocena - donjeg pliocena

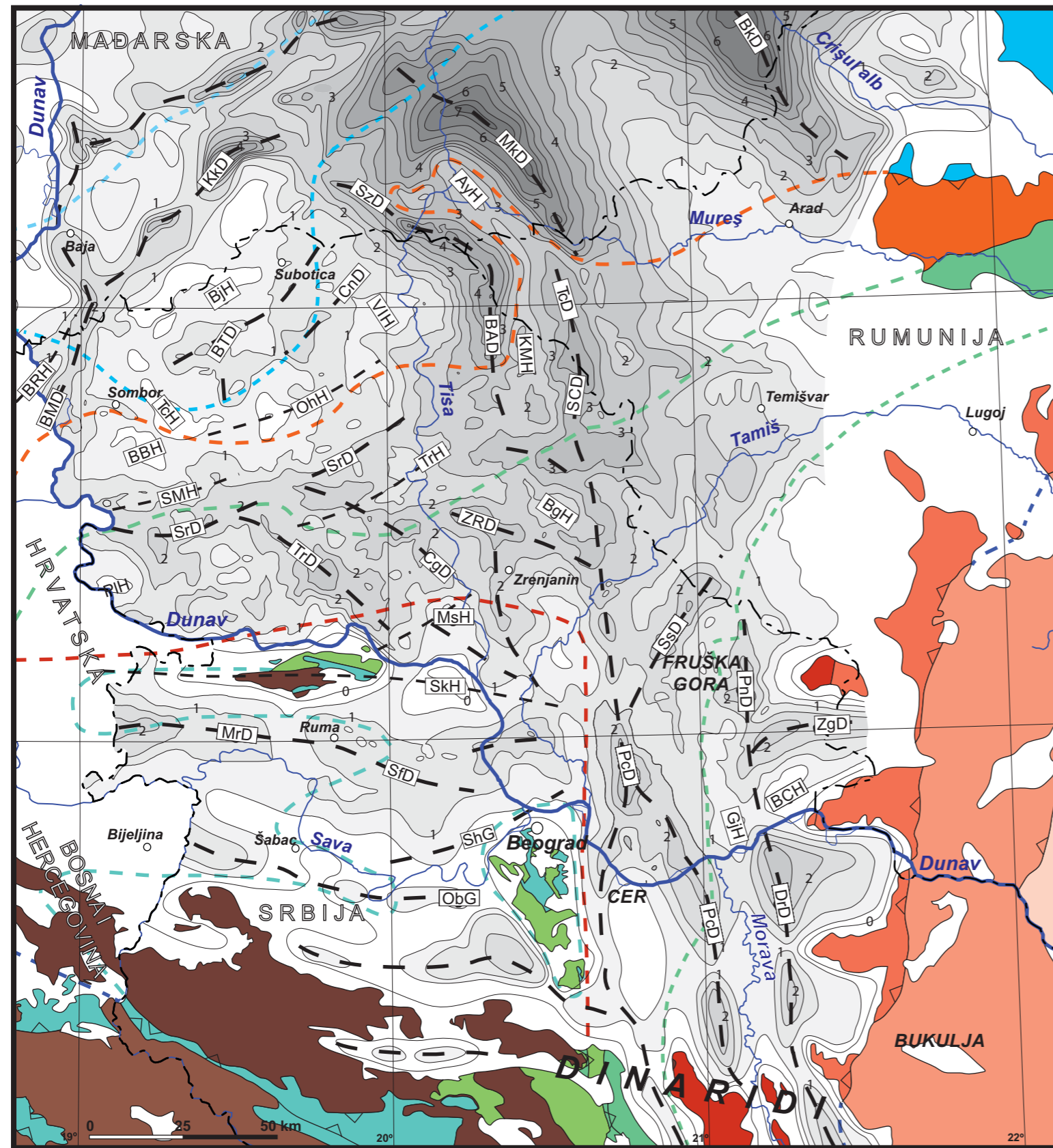


-  preneogen na površini
-  neogeni vulkanoklastiti na površini
-  šelf - ivica padine
-  pad padine



Strukturalna karta neogene podloge Panonskog basena u Srbiji, delu Mađarske i Rumunije

Karta predstavlja kompilaciju karata od Matenco & Radivojević, 2012; Haas et al., 2010, Tari & Horváth, 2006 i Tulucan, 2007.



- AyH Algyo uzvišenje
- BAD Banatsko Arandelovo depresija
- BBH Bački Brestovac uzvišenje
- BCH Bela Crkva uzvišenje
- BgH Begejci uzvišenje
- BkD Bekeš depresija
- BMD Bački Monoštor depresija
- BjH Bajmok uzvišenje
- BTD Bačka Topola depresija
- BzH Bezdán uzvišenje
- CgD Čurug depresija
- CnD Čantavir depresija
- ĐnH Đurđin uzvišenje
- DrD Drmno depresija
- GjH Gaj uzvišenje
- KIH Kljajićevo uzvišenje
- KkD Kiškunhalaš depresija
- KMH Kikinda-Mošorin uzvišenje
- MkD Mako depresija
- MrD Morović depresija
- MoH Morava uzvišenje
- Msh Mošorin uzvišenje
- ObG Obrenovac graben
- OhH Orahovo uzvišenje
- PcD Pančevo depresija
- PIH Plavna uzvišenje
- PnD Plandište depresija
- ScD Srpska Crnja depresija
- SfD Sefkerin depresija
- Shg Sava polugraben
- SMD Stara Moravica depresija
- SMH Srpski Miletić uzvišenje
- SrD Srbobran depresija
- SsD Samoš depresija
- SzD Seged depresija
- TcD Tomnatek depresija
- TcH Telečka uzvišenje
- TrH Turija uzvišenje
- TrD Temerin depresija
- VIH Velebit uzvišenje
- ZgD Zagajica depresija
- ZrD Zrenjanin depresija

Evropsko poreklo

- Srpsko-Makedonska masa
- Biharia
- Supragetik
- Getik
- Danubijan

Tisa (mešovito Evro - Adrija poreklo)

- Kodru
- Bihor

Dinaridi (Adrija poreklo)

- Drina - Ivanjica
- Jadar - Kopaonik
- Ofioliti i šavovi**
- Sava šav
- Zapadni Vardar
- Istočni Vardar

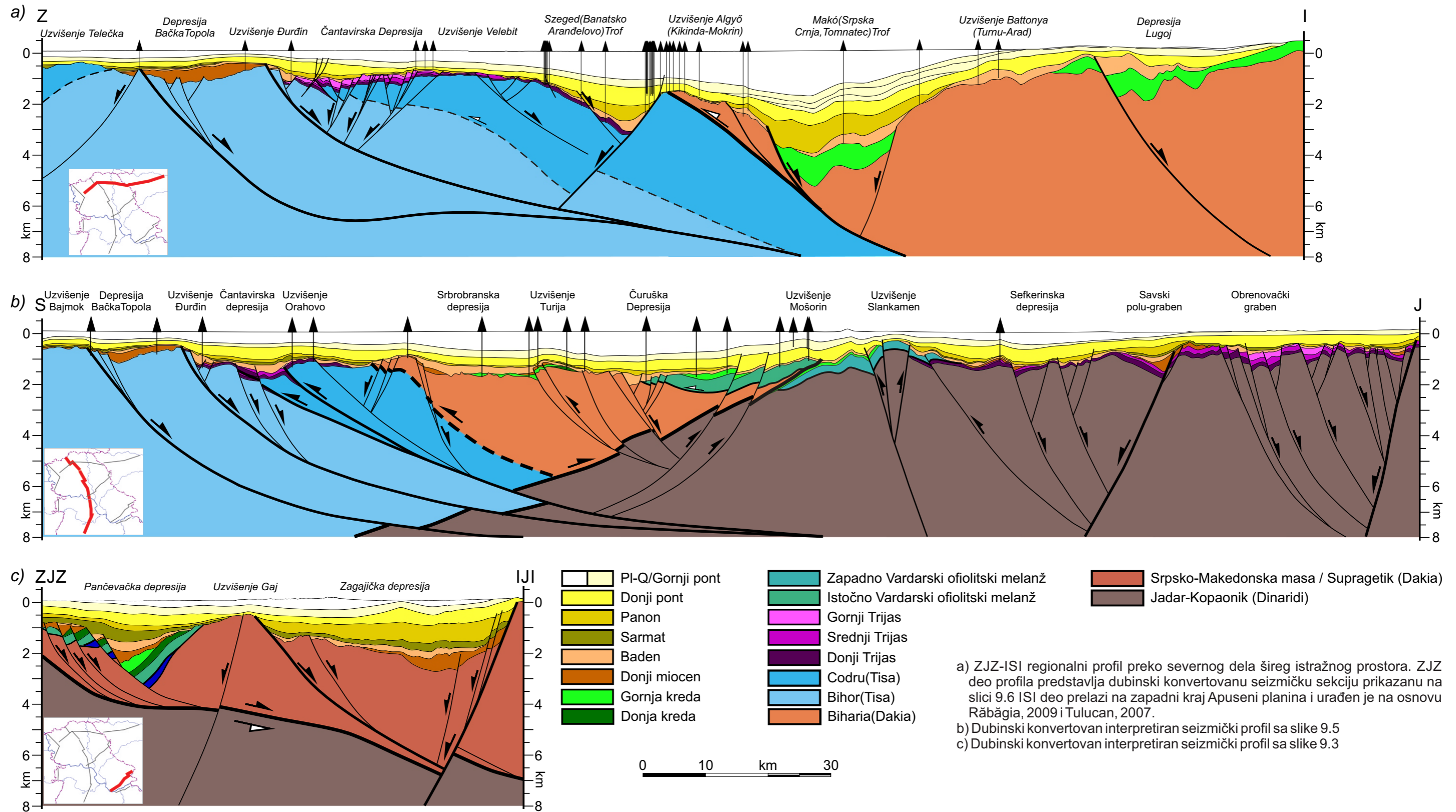
Pokriveni kontakti

- Kontakt Bihor-Mečak
- Kontakt Kodru-Bihor
- Kontakt Biharia-Kodru
- Kontakt Istočni Vardar - jedinice Evropskog porekla
- Kontakt jedinica Evropskog porekla - i Istočnog Vardara-Sava šava
- Kontakt Zapadni Vardar - Dinaridi

- Miocenski ekstenzioni depocentar
- Najmlađa miocensko-kvartarna uzdignuća

Regionalni dubinski profil preko Panonskog basena u Srbiji i Rumuniji

4 X uvećana vertikalna razmera



a) ZJZ-ISI regionalni profil preko severnog dela šireg istražnog prostora. ZJZ deo profila predstavlja dubinski konvertovanu seizmičku sekciju prikazanu na slici 9.6 ISI deo prelazi na zapadni kraj Apuseni planina i urađen je na osnovu Răbăgia, 2009 i Tulucan, 2007.

b) Dubinski konvertovan interpretiran seizmički profil sa slike 9.5

c) Dubinski konvertovan interpretiran seizmički profil sa slike 9.3

BIOGRAFIJA

Mr Dejan Radivojević rođen je 1971. godine u Beogradu, gde je završio osnovnu i srednju školu. Rudarsko-geološki fakultet upisao je 1992, a završio 1999. godine stekavši zvanje diplomirani inženjer geologije (smer za regionalnu geologiju i paleontologiju). Godine 2002, upisao je magistarske studije na Rudarsko-geološkom fakultetu Univerziteta u Beogradu, koje je završio 2008, odbranivši tezu pod naslovom „Potpovršinska istraživanja miocenskih sedimenata na prostoru Čoke (severni Banat)“ pod mentorstvom prof. dr Ljupka Rundića i prof. dr Slobodana Kneževića (geologija, oblast stratigrafija).

Posle završenog fakulteta je u periodu od 2000. do 2012. godine radio u „NIS Gasprom njeftu“. Nakon toga prelazi u „MND“, češku naftnu kompaniju, gde sve do danas radi na poziciji *Senior Geoscience Manager*. Tokom poslednjih pet godina, radeći na internacionalnim projektima, učestvovao je u geološko-geofizičkoj evaluaciji više od 40 basena u Evropi, Africi, Aziji i na Bliskom istoku. U toku radne karijere završio je dvadesetak stručnih kurseva priznatih svetskih trening kompanija (PetroSkills, NExT Schlumberger i HOT Engineering) iz oblasti seizmostratigrafije, modeliranja basena, petrofizike, geofizike, ekonomske procene i smanjenja rizika naftnih projekata, menadžmenta rezervoara i karbonatnih depozicionih sredina.

U toku izrade disertacije objavio je više radova u časopisima sa SCI liste: *Geologica Carpathica*, *Central European Journal of Geosciences*, *Global and Planetary Change*, *Tectonics* i *Basin Research*. Osim toga, održao je i tehničke prezentacije na više međunarodnih skupova u Milanu, Berlinu, Tbilisiju, Segedinu itd.

Mr Dejan Radivojević je aktivni član Društva inženjera i tehničara (od 2000), Society of Petroleum Engineers (od 2002), Srpskog geološkog društva (od 2009) i European Association of Petroleum Geologists (od 2010).

Oženjen je i otac je dve ćerke.

Прилог 1.

Изјава о ауторству

Потписани-а _____ Дејан Радивојевић _____

број уписа _____ Г-299 _____

Изјављујем

да је докторска дисертација под насловом

Регионално-геолошке карактеристике миоценских седимената на простору северног Баната

- резултат сопственог истраживачког рада,
- да предложена дисертација у целини ни у деловима није била предложена за добијање било које дипломе према студијским програмима других високошколских установа,
- да су резултати коректно наведени и
- да нисам кршио/ла ауторска права и користио интелектуалну својину других лица.

Потпис докторанда

У Београду, 10.09.2014

_____ 

Прилог 2.

**Изјава о истоветности штампане и електронске
верзије докторског рада**

Име и презиме аутора _____ Дејан Радивојевић _____

Број уписа _____ Г-299 _____

Студијски програм _____ геологија (регионална геологија) _____

Наслов рада _____ Регионално-геолошке карактеристике миоценских седимената
на простору северног Баната _____

Ментор _____ проф. др. Владица Цветковић _____

Потписани _____ Дејан Радивојевић  _____


изјављујем да је штампана верзија мог докторског рада истоветна електронској верзији коју сам предао/ла за објављивање на порталу **Дигиталног репозиторијума Универзитета у Београду**.

Дозвољавам да се објаве моји лични подаци везани за добијање академског звања доктора наука, као што су име и презиме, година и место рођења и датум одбране рада.

Ови лични подаци могу се објавити на мрежним страницама дигиталне библиотеке, у електронском каталогу и у публикацијама Универзитета у Београду.

Потпис докторанда

У Београду, _____ 10.09.2014 _____

 _____

Прилог 3.

Изјава о коришћењу

Овлашћујем Универзитетску библиотеку „Светозар Марковић“ да у Дигитални репозиторијум Универзитета у Београду унесе моју докторску дисертацију под насловом:

Регионално-геолошке карактеристике миоценских седимената на простору северног Баната

која је моје ауторско дело.

Дисертацију са свим прилозима предао/ла сам у електронском формату погодном за трајно архивирање.

Моју докторску дисертацију похрањену у Дигитални репозиторијум Универзитета у Београду могу да користе сви који поштују одредбе садржане у одабраном типу лиценце Креативне заједнице (Creative Commons) за коју сам се одлучио/ла.

1. Ауторство
2. Ауторство - некомерцијално
3. Ауторство – некомерцијално – без прераде
4. Ауторство – некомерцијално – делити под истим условима
5. Ауторство – без прераде
6. Ауторство – делити под истим условима

(Молимо да заокружите само једну од шест понуђених лиценци, кратак опис лиценци дат је на полеђини листа).

Потпис докторанда

У Београду, 10.09.2014



1. Ауторство - Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце, чак и у комерцијалне сврхе. Ово је најслободнија од свих лиценци.
2. Ауторство – некомерцијално. Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце. Ова лиценца не дозвољава комерцијалну употребу дела.
3. Ауторство - некомерцијално – без прераде. Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, без промена, преобликовања или употребе дела у свом делу, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце. Ова лиценца не дозвољава комерцијалну употребу дела. У односу на све остале лиценце, овом лиценцом се ограничава највећи обим права коришћења дела.
4. Ауторство - некомерцијално – делити под истим условима. Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце и ако се прерада дистрибуира под истом или сличном лиценцом. Ова лиценца не дозвољава комерцијалну употребу дела и прерада.
5. Ауторство – без прераде. Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, без промена, преобликовања или употребе дела у свом делу, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце. Ова лиценца дозвољава комерцијалну употребу дела.
6. Ауторство - делити под истим условима. Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце и ако се прерада дистрибуира под истом или сличном лиценцом. Ова лиценца дозвољава комерцијалну употребу дела и прерада. Слична је софтверским лиценцама, односно лиценцама отвореног кода.

Прилог 1.

Изјава о ауторству

Потписани-а _____ Дејан Радивојевић _____

број уписа _____ Г-299 _____

Изјављујем

да је докторска дисертација под насловом

Регионално-геолошке карактеристике миоценских седимената на простору северног Баната

- резултат сопственог истраживачког рада,
- да предложена дисертација у целини ни у деловима није била предложена за добијање било које дипломе према студијским програмима других високошколских установа,
- да су резултати коректно наведени и
- да нисам кршио/ла ауторска права и користио интелектуалну својину других лица.

Потпис докторанда

У Београду, 10.09.2014

_____ 

Прилог 2.

**Изјава о истоветности штампане и електронске
верзије докторског рада**

Име и презиме аутора _____ Дејан Радивојевић _____

Број уписа _____ Г-299 _____

Студијски програм _____ геологија (регионална геологија) _____

Наслов рада _____ Регионално-геолошке карактеристике миоценских седимената
на простору северног Баната _____

Ментор _____ проф. др. Владица Цветковић _____

Потписани _____ Дејан Радивојевић  _____


изјављујем да је штампана верзија мог докторског рада истоветна електронској верзији коју сам предао/ла за објављивање на порталу **Дигиталног репозиторијума Универзитета у Београду**.

Дозвољавам да се објаве моји лични подаци везани за добијање академског звања доктора наука, као што су име и презиме, година и место рођења и датум одбране рада.

Ови лични подаци могу се објавити на мрежним страницама дигиталне библиотеке, у електронском каталогу и у публикацијама Универзитета у Београду.

Потпис докторанда

У Београду, _____ 10.09.2014 _____

 _____

Прилог 3.

Изјава о коришћењу

Овлашћујем Универзитетску библиотеку „Светозар Марковић“ да у Дигитални репозиторијум Универзитета у Београду унесе моју докторску дисертацију под насловом:

Регионално-геолошке карактеристике миоценских седимената на простору северног Баната

која је моје ауторско дело.

Дисертацију са свим прилозима предао/ла сам у електронском формату погодном за трајно архивирање.

Моју докторску дисертацију похрањену у Дигитални репозиторијум Универзитета у Београду могу да користе сви који поштују одредбе садржане у одабраном типу лиценце Креативне заједнице (Creative Commons) за коју сам се одлучио/ла.

1. Ауторство
2. Ауторство - некомерцијално
3. Ауторство – некомерцијално – без прераде
4. Ауторство – некомерцијално – делити под истим условима
5. Ауторство – без прераде
6. Ауторство – делити под истим условима

(Молимо да заокружите само једну од шест понуђених лиценци, кратак опис лиценци дат је на полеђини листа).

Потпис докторанда

У Београду, 10.09.2014



1. Ауторство - Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце, чак и у комерцијалне сврхе. Ово је најслободнија од свих лиценци.
2. Ауторство – некомерцијално. Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце. Ова лиценца не дозвољава комерцијалну употребу дела.
3. Ауторство - некомерцијално – без прераде. Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, без промена, преобликовања или употребе дела у свом делу, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце. Ова лиценца не дозвољава комерцијалну употребу дела. У односу на све остале лиценце, овом лиценцом се ограничава највећи обим права коришћења дела.
4. Ауторство - некомерцијално – делити под истим условима. Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце и ако се прерада дистрибуира под истом или сличном лиценцом. Ова лиценца не дозвољава комерцијалну употребу дела и прерада.
5. Ауторство – без прераде. Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, без промена, преобликовања или употребе дела у свом делу, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце. Ова лиценца дозвољава комерцијалну употребу дела.
6. Ауторство - делити под истим условима. Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце и ако се прерада дистрибуира под истом или сличном лиценцом. Ова лиценца дозвољава комерцијалну употребу дела и прерада. Слична је софтверским лиценцама, односно лиценцама отвореног кода.