

ПАЛЕАГЕОГРАФИЯ НА НЕОГЕНСКИТЕ БАСЕЙНИ В СЕВЕРНА БЪЛГАРИЯ

Хернани Спиридонов, Георги Желев

*Институт за космически изследвания и технологии – Българска академия на науките
e-mail: kspiridonov@space.bas.bg; gjelev@space.bas.bg*

Ключови думи: геоморфология, палеогеография, неотектоника, палеореки, северна България

Резюме: Палеогеографията на неогенските басейни в северна България е интересен природен феномен. По времето на горен еоцен – олигоцен - долен миоцен, преди баден (Serravallian) са се образували ерозионни долини, достигащи на дълбочина до 1800 m (подобна формация е днешната каньонообразна долина на река Колорадо в Северна Америка). В района са се образували около 7 ерозионни долини с меридиан ориентация. Те са започвали от Балкана (Стара планина) и са завършвали в депресия Petrosani (Южните Карпати), отличаващи се с дължина между 200 и 500 km, широчината достига до 12.5 km, и врязващи се на дълбочина на българска територия до 1800 m, а на румънска територия - до 2500 m. Депресия Petrosani се намира в Южните Карпати (Румъния), които се покрити по време на гореспомнатия интервал с наноси с дебелина между 1300 - 2100 m. През горния миоцен (Parathetis, баден) на българска територия се е формирал дълбок залив на Предкарпатското море (Ломски басейн). В рамките на около 13 милиона на година, този залив, заедно с дълбоките палеоерозионни долини са запълвани с наноси (пясъци, глини, алевролити и конгломерати). В днешно време, този Северобългарски регион представлява огромна седиментационна равнина. По време на горения плиоцен (Gelasian), тя е била изпълнена с чакъли, пясъци и глини с дебелина до 50 – 60 m, а в участъците в непосредствена близост до река Дунав - с плейстоценска еолична покривка (лъос). Сега върху нея са разположени земеделски земи, населени места и ядрени мощности.

PALEOGEOGRAPHY NEOGENE BASINS IN NORTH BULGARIA

Hernani Spiridonov, Georgi Jelev

*Space Research and Technology Institute – Bulgarian Academy of Sciences
e-mail: kspiridonov@space.bas.bg; gjelev@space.bas.bg*

Keywords: Geomorphology, Paleogeography, Neotectonics, Paleorivers, North Bulgaria

Abstract: The paleogeography of the Neogene basins in North Bulgaria is an interesting natural phenomenon. During the interval Upper Eocene – Oligocene – Lower Miocene, fore-Baden (pre-Serravallian) erosion valleys reaching a depth of up to 1,800 m were formed. (A similar formation is the nowadays canyon valley of the Colorado River in North America.) Here, about 7 erosion valleys were formed with meridian orientation. They started from the Balkan (the Stara Planina mountain) and ended in the Petrosani depression (the Southern Carpathians), featuring a total length between 200 and 500 km, width of up to 12.5 km and cut-out into Bulgarian territory up to 1,800 m, and on Romanian territory – up to 2,500 m. The Petrosani depression is located in the Southern Carpathians (Romania), which was filled up during the above-mentioned interval with sediments of thickness between 1,300 – 2,100 m. During Middle Miocene (Parathetis, Baden), a deep bay was formed on Bulgarian territory of the pre-Carpathian Sea (the Bay of Lom). Within about 13 million of years, this bay, together with the deep paleoerosion valleys, was filled with sediments (sands, clays, aleuvrolites and conglomerates). Nowadays, this North Bulgarian region represents a vast sedimentation plane. During the Upper Pliocene (Gelasian), it was filled with gravels, sands, and clays of thickness of up to 50-60m, and in the vicinity of the Danube River – with Pleistocene Eolian cover (loess) featuring well-developed agriculture, settlements, and nuclear power stations.

Въведение

При уточняване на границата неоген-кватернер се използват данни от биостратиграфията, както и от магнитостратиграфията, климатологията, радиометрията (радиовъглеродни датирания и на изотопите на U и Th). При обсъждане на тази граница в

глобален аспект се привличат материали от изследванията на Световния океан. Значителна информация е събрана за Средиземноморския басейн, отнасяща се за различни микроорганизми (наофосили, планктонни и бентосни фораминифери), които най-често се сравняват с магнитохронологската скала на Mankinen & Dalrymple (1979). Тук може да се разширят в известна степен изследванията на някои италиански учени (Колалонго и др., 1984). Те установяват две характерни палеотемпературни захладдания през плиоцена. Първото от тях е интервала 3.1-3.0 Ма, второто застудяване се проявява около 2.5–2.2 Ма. Те довеждат до масови измирания на планктонни и бентосни фораминифери. Всъщност, това събитие се проявява на границата на смяната на нормалната полярна епоха Гаус с обратната Матуяма (2.43 Ма) и съответства на долен роман (Piacenzian). В този интервал се наблюдава Биберското (Претиглийското) заледяване в Алпите и Западна Европа. Според Zagwijn & Dopert (1978) по това време в Холандия съществува тундра, по на юг тя се заменя със степна аридна растителност.

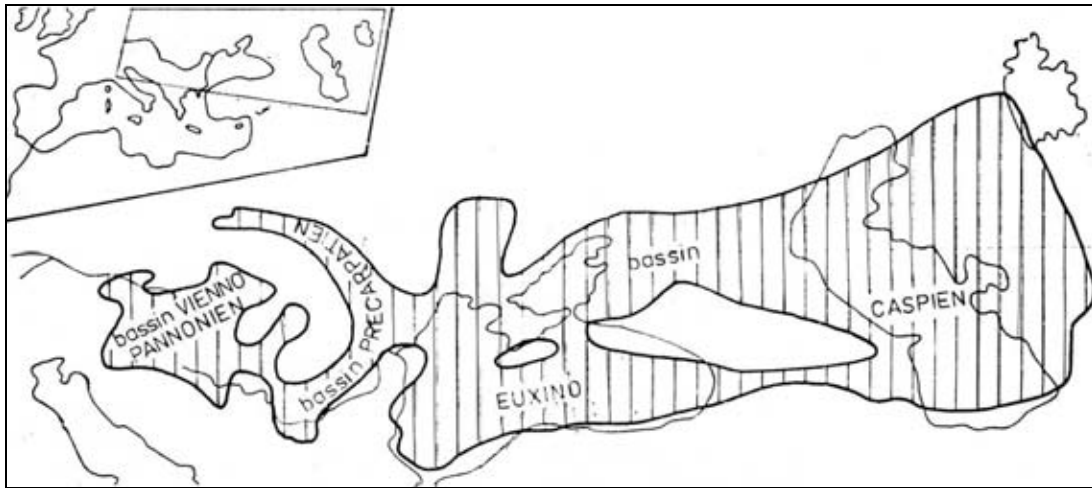
Унгарските учени Kretzoi и Pécsi (1979) и Ронаи (1984) отбелязват, че по това време Панонското езеро е напълно пресъхнало и започва неговото алувиално–седиментно развитие. Всъщност, те приемат магнитната промяна между Гаус и Матуяма за край на плиоцена и началото на кватернера. При изучаване историята на развитието на растителността, основана на палинологически анализ на сондажни ядки от дълбоки сондираня се установява, че горната магнитна граница съвпада с най-същественото изменение на климата на Панонския басейн. Климатът преди това събитие бил изключително топъл и сух. Обширните широколистни гори с разнообразна дървесна растителност, развити през миоцена, започнали да регресират през плиоцена и в началото на долния роман напълно изчезнали. Долният роман (Piacenzian) се характеризира с почти пустинен климат. Тази пустинна климатична обстановка се променя именно при посочената по-горе палеомагнитна смяна на полярността. Всъщност, от края на миоцена, между понта и дака (Zanclean), постепенно настъпва бавно изменение на климатичната обстановка. Може да се отбележи, че първата значителна климатична граница, преди да настъпят големите глобални заледявания през кватернера, е започнала именно в края на миоцена, т.е. преди около 4–4.5 Ма. Някои изследователи разширяват този геохрон до 7.0 Ма и го свързват с голямата Месинска регресия в Средиземно море, като допускат, че по това време в южното полукълбо е имало значително заледяване. У нас то може да се корелира с понтийската регресия, настъпила между портафера и босфора, довела до прекъсването на връзката между Предкарпатския и Панонския басейни. Според Асеев (1985) тогава нивото на Черно море се понижава с 200 м. Именно през горен понт според Коюмджиева и Попов (1988) глинестите отложения на Смирненската свита се заменят с беззънките и жълтеникави пясъци на Арчарската свита и с повишено съдържание на железни хидроокиси. Затова на отделни места те получават ръждивокафяв цвят. Последните са предимно олигомиктови, главно кварцови. Около гр. Арчар те имат дебелина около 20 до 60 m, а на изток към гр. Лом 100–120 m. Трябва да се отбележи, че плиоценските отложения почти много трудно се доказват в България, затова по-надолу ще разгледаме този период по-подробно върху територията на северна България.

Литостратиграфията на северозападната част на Мизийската платформа и по-конкретно на Ломския басейн е въведена в официална употреба през 1988 година от изследователите-геолози Коюмджиева и Попов. Ломският басейн е част от Паратетиса и е имал връзка с Панонския, Предкарпатския, Понтийския и Каспийския басейни, (Фиг. 1 и 2).

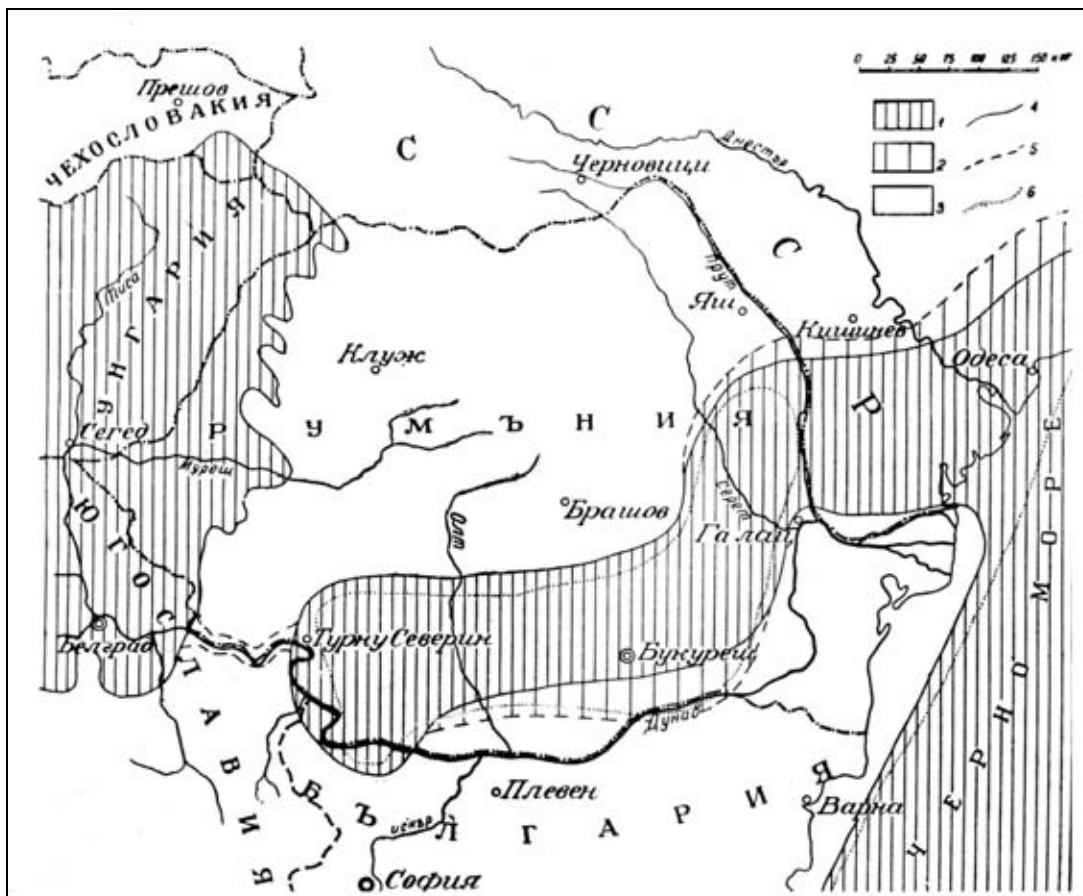
Неогенските седименти са отнесени към следните литостратиграфски единици: Опанецка, Благовска и Делейнска свити с баденска възраст (среден миоцен): Криводолска, Димовска, Фуренска и Флорентинска свити със сарматска възраст, следващите свити са Смирненската, Арчарската, Брусарската и Белослатинската (Фиг. 3).

Ще се спрем по специално върху плиоценските отложения. Разглеждаме ги по-подробно, защото палеонтологичните фосилни доказателства са по-надеждни и са потвърдени от много изследователи, работили в областта неогенската седиментология.

Първата плиоценска свита е Смирненската и е наречена с това име на едноименно село, разположено в долината на р. Лом. Последните по-рано са описвани като меотски и понтски глини (Берегов, 1940; Попов, Коюмджиева, 1966). Свитата се представя от редуващи се глини и пясъци. Глините са сивосинкави, плътни или слоисти, които най-често са алевритни и много рядко са пясъчливи. Пясъците са разнообразни, от фино-до грубозърнести, често са косослоисти и обикновено са олигомиктови по състав. Пясъчници и пясъчливи варовици се срещат много рядко и обикновено се наблюдават в базалната част на отложенията, където са обособени в отделен, известен под името Лехчевски член. Същият се следи като прекъсваща ивица по края на Ломската депресия. На запад тази ивица започва при с. Гайтанци, с. Държаница и на изток следват селата Ярловица, Дреновец, Киселево, Дреновец и по долното



Фиг. 1. Схематична карта на Паратетиса през долен сармат (Кожумджиева, 1983)

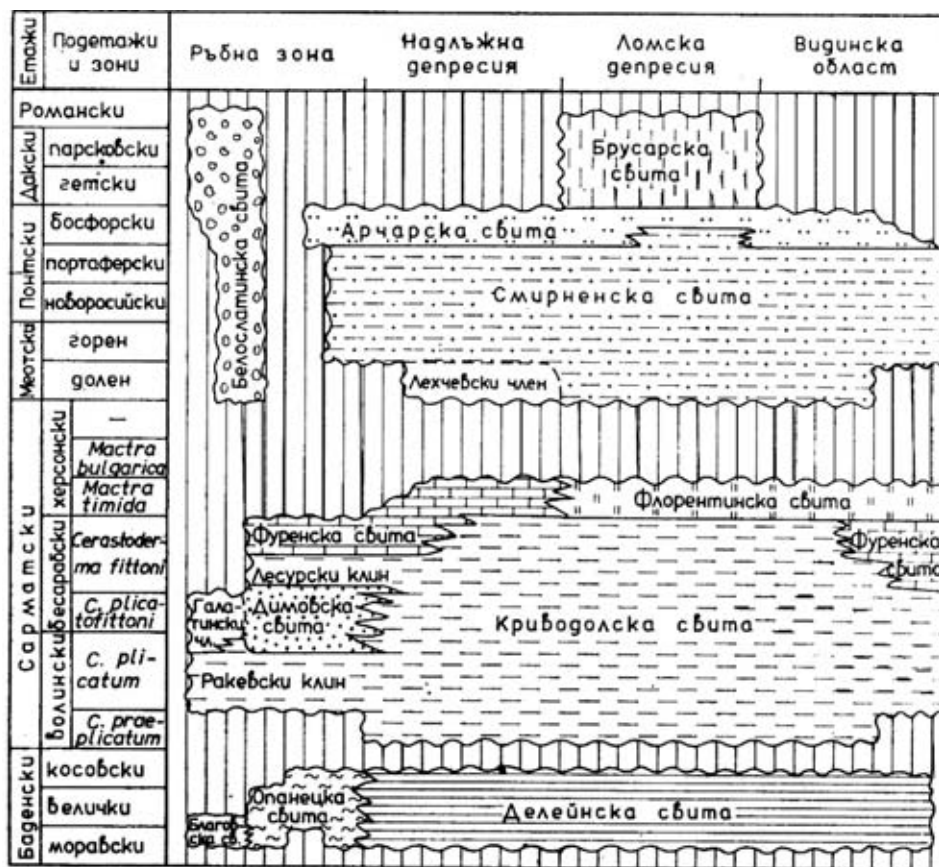


Фиг. 2. Скица на разпространението на неогенските басейни (Попов, Кожумджиева, 1966)
 1. меотски басейн; 2. области на понтската трансгресия; 3. суша; 4. граници на меотския басейн;
 5. граници на понтската трансгресия; 6. граници на дакския (Zanclean) басейн в Гетската и Евксинската област

течение на р. Огоста при селата Громшин и Лехчево. На север ивицата достига до гр. Оряхово на р. Дунав. Този член е много характерен за началото на меотската трансгресия. Той заляга несъгласно над варовиците на Фуренската горносарматска свита (долен херсон). Тя има дебелина около 5-20 м.

Лехчевският член най-често започва с конгломерати от късове на подложката, които са мактрови варовици от Фуренската свита и над тях следват детритусни или детритусно-песъчливи варовици. Особено по долината на р. Огоста често се срещат и пясъци с натечни пясъчникови плочи (Попов и др. 1961). Спираме се повече на основните характерни особености

на Лехчевския член, защото това позволява по-нататък да се уточни възрастта на Белослатинската свита при използване на данни от румънски източници. Всъщност, Лехчевският член бележи брега на долномеотското море на българска територия в обсега на Мизийската платформа.



Фиг. 3. Схема на пространствено-временните отношения на неогените седименти в Северозападна България (Коюмджиева, Попов, 1988)

Следващата е Арчарската свита, въведена е в употреба през 1988 г., отново от Коюмджиева Попов (1988). По-рано съответните седименти са отделяни като горнопонтийски пясъци (Берегов, 1940). Свитата се състои от пясъци, разположени върху глините на Смирненската свита. Общо взето пясъците са белезникави и жълтеникави, на отделни места с повишено съдържание на железни хидроокиси, което им придава ръждивокафяв цвят. Преобладават предимно дребнозърнести пясъци, като само в най-горните участъци на пласторедата се наблюдават грубозърнести. Те са олигомиктови, но преобладават кварцовите късчета и минерали. Арчарската свита по разпространение напълно съвпада по площ с отдолу лежащата Смирненска свита. Нейната дебелина по периферията на басейна е около 20-60 m, докато в централната част в околностите на гр. Лом достига до 100-120 m. Може да се допълни, че в разкритията на Арчарската свита не е намерена фауна. Обаче в ниските, най-долни участъци на свитата, при прехода със Смирненската свита, са установени горнопонтийски остракоди (Stancheva, 1985) и *Dreissena rimestiensis* Font. По тази информация Коюмджиева и Попов (1988) допускат, че долните две трети на свитата имат горнопонтийска възраст, а за най-горните ѝ части предполагат, че може да е дакска (Zanclean).

Следващата свита е Брусарската. Тя е въведена също така официално през 1988 г. от посочените по-горе автори. По-рано съответните седименти са отнасяни към дака и леванта (Берегов, 1940). Всъщност свитата се представя от сиви до сивозеленикави чисти или пясъчливи глини с тънки прослойки от пясъци. Непосредствено в най-долната част на свитата се наблюдават лигнитни въглища, които имат промишлено значение. Въглищният комплекс представлява алтернатива на въглища (лигнити) с черни глини и растителни останки, като общата им дебелина достига около 18 m (Манев и др., 1989). По литоложката колонка на горните автори от дълбочина (134.80 m до 117.00 m, около 18 m, се наблюдава въглищният комплекс и от 117.00 m до 41.20 m (общо 76.60 m) се разкриват глинесто-пясъчливи седименти. Тук между 63.60 m до 49.20 m (14.40 m) се наблюдава характерен фациес, в който се редуват

глини, сиво-зелени, слабопесъчливи с варовити конкреции. Горният факт го отбелязваме, за да се види особената климатична епоха в края на горен дак, според цитираните по-горе изследователи. Според Коюмджиева и Попов (1988) възрастта на тези седименти е дакса (Zanclean), тъй като е намерена характерна дакса фауна, но в най-горните части не е открита никаква фауна и те допускат, че те могат да имат и романска (Piacenzian) възраст.

По-особено стои въпроса с т. нар. Белослатинска свита, също официално въведена през 1988 г. Общо взето свитата се представя от разнообразни литоложки съставки, но почти винаги преобладават пясъците, най-често средно–до едрозърнести, на отделни места с лещи от конгломерати. Срещат се също така алеврити и алевритни глини, които се наблюдават като прослойки. Това са типични алувиални седименти с коса слоитост, със следи от стари речни корита. Белослатинската свита най-широко е разространена между долните течения на реките Огоста и Искър, а така също и по билото на водела между р. Огоста, Искър и р. Вит. Според Коюмджиева, Попов (1988) при гр. Оряхово се наблюдава вертикално съчленяване на Белослатинската свита със Смирненската, в която е намерена долномеотска фауна с бракичен характер. Дебелината на свитата тук е около 125 м по сондажни данни. Също така, тук е бил намерен *Tetralophodon grandicivus* Schlesinger. В алувиалните утайки на свитата в кариерата при гр. Бяла Слатина са намерени кости от плиоценска гръбначна фауна: *Anancus arvernensis* Croizet, *Zygodon borsoni* Hays, *Dicerorhinus schleirmacheri* Kaup, *Hipparion mediterraneum* Gervais. (Николов, 1965). Отначало тези седименти са били приемани за вилафранкски чакъли, но вече е доказано, че те лежат с размив върху Белослатинската свита. Може да се заключи, че според посочените по-горе автори възрастта на Белослатинската свита, поне за ареала на гр. Оряхово се приема да е горен миоцен-плиоцен. Наистина, на издадените през последните 10 години геоложки карти в М 1:100 000, всички разкрития на млади седименти, автоматично без доказателства се отнасяха към Белослатинската свита.

Според последните румънски публикации (*Enciu & Andreescu, 1987, Enciu and al., 1990*), получени в резултат на многобройни сондираня в Южна Олтения, окръг Долж, за проучване на лигнитните възлища, са установени следните литостратиграфски единици–формации: Меришани (среден–горен понт), Бербешти (гетиан–долен парсковиан (дак = Zanclean), Жиу Мотру (горен парсковиан (дак)–долен романиан (Piacenzian) и Къндешти (горен романиан = Upper Palendavian).

Най-старата неогенска свита, която се разкрива на север на румънска територия и може да бъде сравнена с аналогична формация на българска територия, е Меришани. Тя може да бъде съпоставена със Смирненската свита, която по-рано и сега се приема, че е изградена от горномеоценски (меотски и понтски) глини (*Берегов, 1940, Коюмджиева Попов, 1988*). Единствената разлика се отнася до Лехчевския рифов член, който се наблюдава на българска територия като прекъсваща ивица и всъщност дефинира крайбрежието на Ломската депресия в началото на долния меот. На румънска територия безспорно депресията е била по-дълбока и подобни варовици заедно с късове от мактровите варовици на Фуренската горносарматска свита (долен херсон) не могат да се отложат. Те са били далеч от сушата. Друга не по-малка особеност е, че до този момент на румънска територия срещу българския бряг, между реките Цибрица и Огоста, на повърхността не са установени меотски отложения, а са наблюдавани само в сондажи. При с. Мачешу, срещу гр. Козлодуй, в сондаж № 47, са разкрити само средно до горнопонтски наслаги. Забоят на сондажа не е достигнал до меотски отложения. (*Enciu et al. 1990*). От тях са взети много проби и са установени молюски, които потвърждават горната възраст на седиментите. Установените тук понтийски отложения имат малка дебелина и тя не е повече от 10–20 м в двете издигания Леу–Балш–Опташ и Гура Въй. Последното се простира паралелно на р. Дунав и е разположено, северно от блатото Бистрец, при ширина около 3 км.

Друга формация с плиоценска възраст е свитата Бербешти и по своите фащиални особености напълно съвпада с Брусарската Тя е установена в изследваната площ на Южна Олтения в редица сондажи и се наблюдавана само в едно единствено повърхностно разкритие на брега на р. Дунав при с. Завал, при устието на р. Жиу. Според *Andreescu et al., (1985)*, формацията Бербешти е изградена от пясъци, алеврити, глинести пясъци. В нея са различени три члена (подсвити): долна – с преобладаване на пясъци, средна – представена от алевритно-глинести пясъци и горна – отново от пясъци. Общата дебелина на свитата е около 80–120 м. Долният член с дебелина около 40 м съдържа следните фосили: *Dreissena rimestiensis* (Font), *Dacicardium romanum* (Font), *Prosodacna* sp., *Euxinocardium* sp., *Pontalmyra* sp., *Plagiodacna* sp., *Gyraulus romanus* Wenz *Prososthenia* sp., *Lithoglyphus* sp. (*Andreescu et al., 1985*). В този ансамбъл все още не се срещат типични видове за долния дак, но в съседен сондаж № 60167, при с. Дълга в долината на р. Жиу, са установени следните молюски: *Dreissena rimestiensis*, *Euxinocardium insolidum* Ebers., *Pseudocattillus zlatarskii* Adrus., *Pharnaci* (Fuchs) *Pontalmyra* sp., *Pyrgula eugeniae* (Neum), *Prososthenis radmanesti* (Fuchs), *Gyraulus romdnus* Wenz , *Pisidium* sp. Всичките тези видове индикират долен дак (гетиан). Към нея е привързана и остракодната фауна

(*Olteanu in Andreescu et al. 1984*). В средния член с дебелина около 20-40 m, изграден предимно от алевроитни пясъци, е установена следната макрофауна: *Zamphiridacna becenensis* Andreescu, *Prosodaenomya* ex. gr. *sturi*. Тя отново потвърждава гетска възраст (долен дак). Горният член е известен с името "Завалски пясъци" и има дебелина около 10-25 m. Това са жълтеникави кварцови пясъци с ръждиво оцветени ивички и песъчливи лещи с лимонитен цемент (железни хидроокиси). Те за първи път са докладвани от *Liteanu (1955)* като „Завалски пясъци“, които покриват гетски финозърнести глинести пясъци и съдържат мол юскова фауна, характерна за горния дак (парсковиан): *Horiiodacna rumana* (Sabba), *Prosodanomya stenopleura* (Sabba), *Dacicardium dacianum* (Papaian), *D. Moesicu* (ndreescu) *Parapachydaena serena* (Sabba), *Pachyprionopleura munieri* (Sabba), *Zamphiridacna cucestiensis* (Font), *Stylodacna heberti* (Cob), *Euxinocardium* div. sp., *Dreissena rimestiensis* (Font), *D. polymorpha* (Pallas), *Rumanio rumanus* Tourn., *Viviparus* div. sp., *Valvata* div. sp., *Hidrobia grandis* (Cob), *Lithoglyphus* div. sp., *Prososthenia radmanesti* (Fuchs), *Gyraulus rumanus* Wenz, *Melanopsis* sp., (*Liteanu, 1955, Bandrabur, 1971; Pana et al., 1981; Andreescu et al., 1985*). Тази макрофауна недвумислено определя на тези „Завалски пясъци“ горнодакска възраст (парсковиан).

Може да се направи извод на базата на молюсковата макрофауна, че възрастта на тази свита, известна под името Бербешти, е дакса (*Zanclean*) или по-точно обхваща целия гетски подетаж и долната част на Парсковианския подетаж.

Спряхме се по-подробно на Брусарската свита, тъй като съществува значително разминаване между нея и свитата Бербешти, които по фациални особености не се различават.

Според румънските изследователи, направили проучване през 80^{те} години по специална програма за търсене на лигнитни въглища и по много сондирания и изобилна намерена макрофауна (най-вече молюски), доказват че свитата Бербешти има дакса възраст (гетиан–долен парсковиан). Българските изследователи *Коюмджиева* и *Попов (1988)* предлагат официалните свити за неогена в Северозападна България. За разкриващите се при гр. Арчар, Видинско, пясъци те приемат, че имат горнопонтска възраст. Същите пясъци са широко разпространени и западно от гр. Видин, като заемат вододела между р. Тимок и р. Дунав (*Стойков, 1960*). Същото предлага още през 1940 г. и *Берегов*. Те използват сондаж № 2 при с. Черни връх като спомагателен разрез, съответно пачки 5 и 6, с обща дебелина около 50 m. На румънска територия свитата Бербешти достига средна дебелина около 80–120 m. В своята публикация от 1988 г. *Коюмджиева* и *Попов* посочват молюската *Dreissena rimestiensis* Font, като доказателство за горнопонтската възраст, но видяхме, че тази молюска се среща и в гетските и парсковианските отложения. Тук можем да добавим, че и някои румънски палеонтолози смятат, че двата члена (долният и средният) на свитата Бербешти имат понтска възраст (*Schoverth, Bandrabur, 1963; Bandrabur, 1963*). Това показва, че тази молюска не може да бъде достатъчно доказателство за горнопонтската възраст на Арчарската свита. На сондажната колонка (сондаж № 2 Черни връх, Ломско) се отбелязва, че на дълбочина 663.5 m се наблюдава размитата повърхност на сарматските глинени (долен херсон) и нагоре до дълбочина 167.5 m се разкриват непрекъснато предимно меот–понтски глинени, с обща дебелина 496,0 m (≈500 m). В тези 500 m глинени много рядко се наблюдават тънки прослойки от пясъци. Нагоре в пласторедата се разкрива от 167.5 до 83.5 m последователност от глинени (с редки прослойки от глинести пясъци по средата на колонковия профил). Общата дебелина на свитата е около 84.0 m. Както посочихме по-горе, на румънска територия дебелината ѝ е средно между 80–120 m, което е нормално, тъй като е по на север, където се удължава басейна. Трите подетажа на свитата Бербешти с намерените молюски и остракоди недвусмислено доказват дакса възраст (гетиан–долен парсковиан). На базата на направените сравнения между Брусарската свита и свитата Бербешти можем с известно съмнение да твърдим, че двете свити имат дакса възраст и свитата отразява важен климатичен фактор, който е довел до бързото осушаване на Ломския басейн и отлагане на пясъци. Както отбелязахме по-горе горномиоценските отложения (меот–понт) се обединяват в Смирненската свита. Характеристичният ѝ белег са глините, още от времето на *Берегов, (1940)* и наистина в сондаж № 2 при с. Черни връх, Ломско, се наблюдават около 500 m (496 m) сивосинкави до сивозеленикави, плътни или слоисти, алевроитни и много рядко песъчливи глинени. Обикновено пясъци се наблюдават в меотските отложения, включително и детритусни варовици, които оформят *Лехчевския* член. Последният очертава крайбрежието на басейна в началото на меота. Другият разрез на неогена при с. Смирненски, Ломско, има обща дебелина за меота около 90 m и само 8.2 m за долния понт и ако прибавим още 7 m за горния понт става общо 15.2 m. Трябва да се отбележи, че разстоянието между двата сондажа е около 30 km. Според авторите на предложените официални свити за неогена за Ломския басейн (*Коюмджиева, Попов, 1988*), Смирненската свита има средна дебелина около 15–20 до 50-60 m във Видинско и в южната част на Ломско и само в ивичка с посока север–юг от с. Черни връх към гр. Лом

дебелината вече става над 450–500 m. Ясно се очертава едно много дълбоко долинно понижение, широко не повече от 10 km.

Очевидно, след осушаването на сарматския басейн е останала речна долина, ориентирана с посока на юг от гр. Монтана към гр. Вълчедръм–Лом на север, която е била връзана в старата сарматска суша на повече от 400 m. Вероятно тук може да се говори за Палеоогоста, която е отводнявала Берковския Балкан (Западна Стара планина).

Може да се заключи, че след осушаването на сарматското море е имало един продължителен период, приблизително около 1 Ma, между 10 и 11 Ma години. Можем да направим извод, че през бадена и сармата тази стара долина (долинен врез) не е била окончателно запълнена, независимо от еродирането на част от долния херсон. Никъде в Ломския басейн досега не са установени горнохерсонски утайки. Още една друга особеност се наблюдава за горносарматските отложения. Например в сондаж № 12 при с. Делейна, Видинско, долнохерсонски глини се наблюдават на дълбочина около 23 m., а при с. Черни връх в сондаж № 2 на дълбочина 663.5 m, а в сондажи № 5 и № 68 при с. Гомотарци съответно на 119.3 m и 86.5 m и тук отново се наблюдава долен херсон.

Може да се направи извод, че активното нагъване в Предкарпатската депресия, станало в края на долния сармат, главно в нейните сегменти на Полша и Украйна, придружено също така и с навличане, в Ломският залив на същата депресия в българската част, не се проявява или ако е оказало някакво влияние то се изразява в бързо изплитняване и очевидно в края на долен херсон е окончателно ликвидиран (*Доленко, 1976*). Тази палеогеографска обстановка позволява през горен херсон да се прояви активна ерозия, която силно разчленява сарматската суша, защото меотските седименти на много места се разполагат не само върху долнохерсонските, но достигат и средносарматските отложения, особено в Ломско. Само така можем да си обясним голямата дебелина около оста на ерозионния долинен коридор.

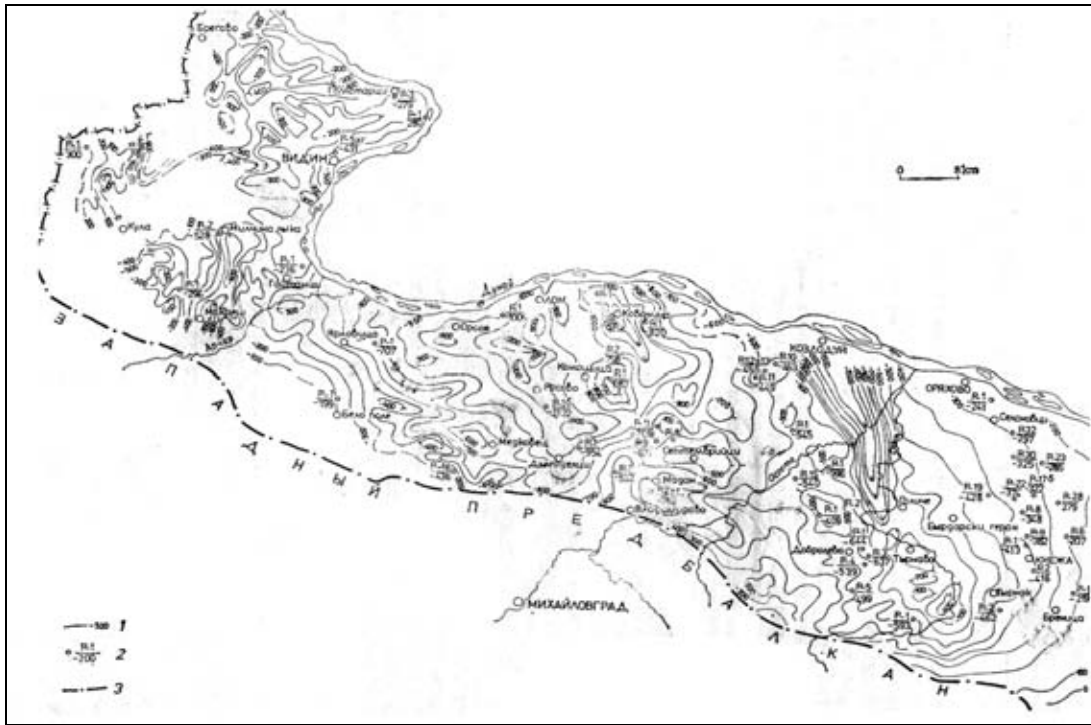
Без да навлизаме в повече подробности, вероятно голяма част от реките на Северозападна България, идващи от Западния Балкан, които са подхранвали Ломския горномiocенски морски басейн, са продължили след неговото осушаване да вливат своите води отново в него, поради вече съществуващия най-нисък ерозионен базис. Това се отнася за реките Огоста, Скът, Искър, Цибрица и Лом. За големия размив преди отлагането може да се съди и по профила–зарисовка при с. Ярловица, Видинско, където се наблюдава базален конгломерат, който се състои от слабоаоблени и полузаоблени късове от средносарматски черупчести и детритусни варовици, с варовито–песъчлива спойка. В него на отделни места (Оряхово, Хайредин, Безденица и Смирненски) се срещат и малки рифови тела, изградени от бриозои (*Попов, Кюмджиева, 1966*).

Може да се направи извод на базата на отбелязаните по-горе факти, че подобна надлъжна депресия (ръбно понижение) с миоценска възраст реално не е съществувала. Представата за такава надлъжна депресия е предложена още през далечната 1966 г. в статията „Основни линии на палеогеографската еволюция на Северозападна България през неогена“ (*Кюмджиева, Попов, 1966*). На тази схема в обсега на това ръбно понижение (предпланинско понижение) може да се види, че при с. Галиче, Оряховско, в долината на р. Скът, неогенът се наблюдава на дълбочина 700 m, в долината на р. Цибрица при с. Черни връх, Ломско, на 500 m и при с. Милчина лъка, Видинско, на дълбочина около 600 m. Същата тази надлъжна депресия се разделя от напречни вододели с височина на 250–300 m. Този факт по-скоро показва наличието на ерозионни долини с меридионална посока, отколкото надлъжно понижение.

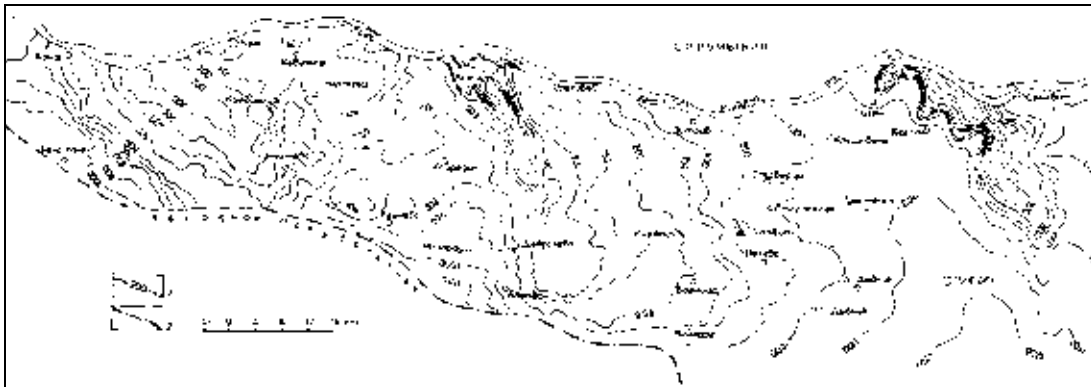
Трябва да се допълни, че на своите структурни карти, по основата на неогенските отложения, Боков, Витанова, (*1980, Фиг 18, Боков, Василева, 1989, Фиг. 7, 8, 9, 10*) никъде не отбелязват тази надлъжна депресия, а показват дълбоко всечени долини в близост до днешния Дунав с ерозионни врезове до 1300–1500 m със субмеридионална посока, (Фиг. 4).

Някои автори като Балинов и др. (*1989*) споменават за т. нар. Козлодуйско–Софрониевска палеодолина с врез над 1800 m, ширина около 6 km и дължина около 20 km. Те не я проследяват в южна посока. Освен посочените автори отделни допълнителни сведения за големи денудационни врезове могат да се открият в статиите на Вапцарова, (*1988*); Велев и др. (*1988*), Атанасов и др. (*1971*), така също в някои публикации на румънски автори (*Motas, Tomescu, 1983*), (Фиг. 5).

Най-старата изследвана преднеогенска долина от български изследователи е тази на р. Палеобръшляница, на север от гр. Плевен, още през далечната 1971 година. Тя е всечена в горнокредни (албски) материали (*Атанасов и др., 1971*).

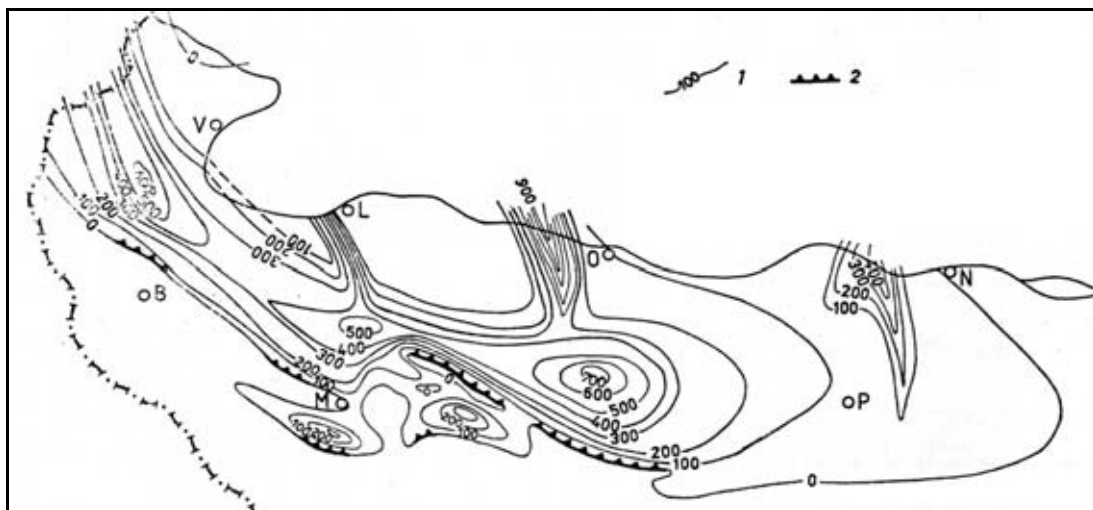


Фиг. 4. Структурна карта на основата на неогенските отложения (Боков, Витанова, 1989)
1. изохипси; 2. сондаж; 3. граница между Мизийската платформа и Предбалкана

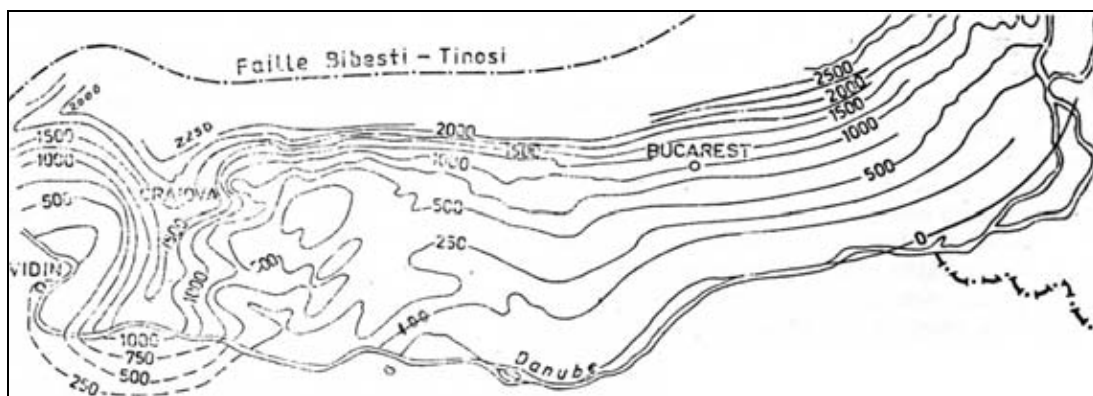


Фиг. 5. Карта на донеогеновия релеф (Велев и др., 1988)
1. изолинии над морското ниво, m; 2. северна граница на Предбалканската нагъната област

Същата скица може да се види на фиг. № 4 и № 8 и № 10 в статията на Kojumdgieva, Popov, (1989), за румънска територия схемата е изчертана по Paraschiv (1983). Ако проследим последователността на появата на данните за наличие на древни предбаденски палеодолини в северозападна България както посочихме пръв е П. Боков, който посочва още през 1968 г., че такива съществуват и той ги съответно именува както следва: Палеотополовица или Палеотимок при с. Делейна (сондаж № 12) Палеовойнишка или Палеовидбол при с. Милчина лъка, Видинско, (сондаж № 15 и сондаж Р-2), Палеоогоста (сондаж № Р-6) при с. Дългоделци, Ломско и северозападно от Монтана при селата Николово, Войници и Студено буче и съответно Палеоосъм или Палеовит, северно от гр. Плевен. През 1971 г. Атанасов и др. посочват р. Палеобръшляница, северно от град Плевен, за древна Палеовидбол говори Vartsarova (1988). През 1980 г. Боков и Витанова съобщават за съществували Палеобързия, Палеоскът, Палеоботуня и Палеоогоста, южно от гр. Михайловград (сега Монтана). Още един път споменават Боков, Денчева през 1984 г. за Палеоскът, въз основа на сондажите № Р-1 при с. Софрониево, сондаж № R-9, при гр. Козлодуй, сондаж № R-1 при с. Гложене и сондаж № S-3 при Хърлец, Оряховско. За палеодолина между селата Расово и Ковачица, Ломско или за Палеоогоста ни съобщават Велев и др. (1989). През същата година излиза една обобщаваща статия на Kojumdgieva & Popov (1989), в която са посочени до този момент данни от всички автори, изследвали северозападна България, (Фиг. 6, 7 и 8).



Фиг. 6. Изопахитна карта на баденските и волинските седименти и разломи с олистростроми в Северна България (Кожумджиева & Попов, 1989)

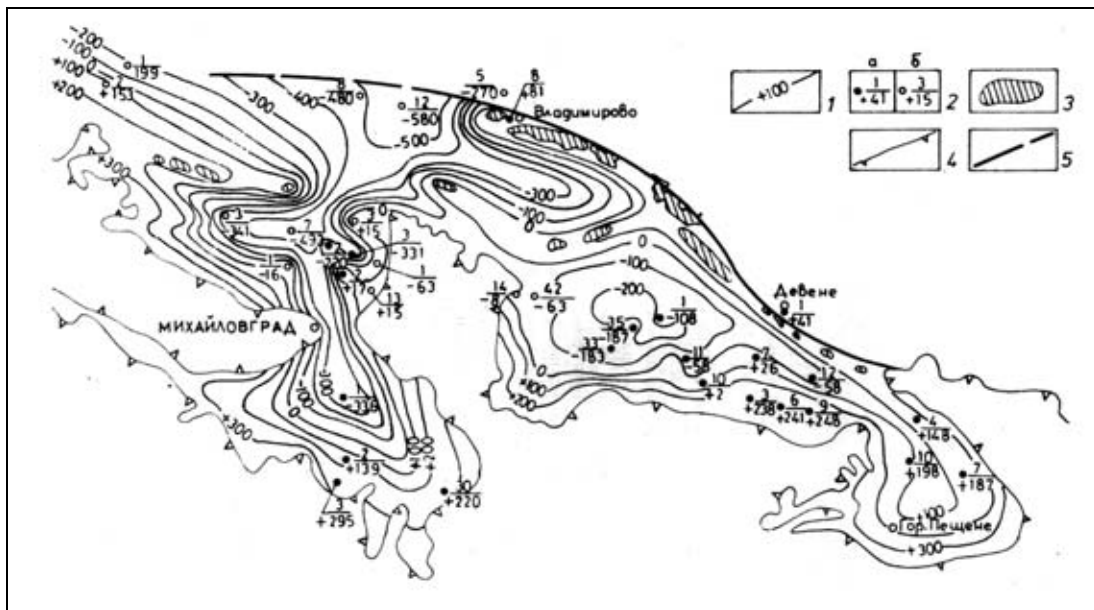


Фиг. 7. Изопахитна карта на основата на неогена, изопохитни непрекъснати линии на територията на Румъния, според Paraschiv (1983), и долно-средно сарматските (прекъснати) линии на територията на България (Кожумджиева & Попов, 1989)

Всъщност, те споменават това, което по-горе беше отбелязано като принос в изследването на този проблем, свързан с предбаденския (тортонския) ерозионен релеф. През същата година излиза нова статия на Боков и Василева под надслов "Структурно-тектоническите особености Северо-Западной Болгарии" (1989), където на стр. 18 и 19 са дадени структурна карта на основата на неогена и геоложки профили. На неговата схема чудесно се виждат неогенските отложения и геоложките профили № 8, 9, 10, които пресичат съответно терени между с. Макреш–Милчина лъка–Видин–Гомотарци, вторият през селата: Дългоделци–Комозица–Ковачица, Ломско и третият през с. Добролево–Галиче–Оряхово. Както на основата на структурната карта на неогенските отложения, така и на геоложките профили, навсякъде отчетливо се наблюдават съответните преднеогенски ерозионни врезове. Те потвърждават изказаните идеи от Боков още през далечната 1968 година. Отново никъде не се засича посочената по-горе от Кожумджиева и Попов (1966), Кожумджиева и др. (1982), Кожумджиева, Попов (1988), Кожумджиева, Попов, (1989) миоценска надлъжна депресия (през 1966 г. е наречена ръбно понижение). Ако се прегледа внимателно схемата още от 1966 година (Фиг. № 1, Кожумджиева, Попов, 1966) ще се установи, че в ръбното понижение по-големи дълбочини са установени до 700 m в днешната долина на р. Скът при с. Галиче, Белослатинско, после в долината на р. Цибрица при с. Дългоделци, Ломско, на дълбочина до 500 m и при с. Макреш, Видинско, на дълбочина 600 m. Тези отделни дълбочини се разделят от напречни плитчини до 300 m, което по-скоро говори за отсъствие на такава надлъжна депресия, а потвърждава идеите на Боков за наличие на дълбоки ерозионни палеодолини, ориентирани в меридионална посока. На схемата (Фиг. № 7, Боков, Василева, 1989) по изчертаните изохипси чудесно се очертават редица долини. Най-назапад е р. Палеотимок, северно от гр. Кула, се наблюдава врез до 600 m, който в северна посока продължава през селата Бойница–Делейна–Ново село. Големият врез не може да се осъществи от такива реки като Тополовец и Войнишка, които са

прекалени къси и маловодни, а е известно, че всичането на всяка река започва от нейното устие. Следващият дълбок врез между селата Макреш и Милчина лъка е оформен от днешните две реки Видбол и Арчар, които при с. Макреш се събират и се отправят на изток през селата Ярловица и Орсоя с врезове до 900 m. На север и юг от него се наблюдават плитчини до 200 m, при днешното с. Гайтанци до 236 m и на юг към с. Бело поле отново до изохипса 200 m. Следващият врез, отбелязан западно от гр. Лом през селата Орсоя–Расово–Дългоделци (Велев и др. 1988) при първото и второто село е на 1200 m, при с. Дългоделци на 954 m (сондаж № Р-1), с. Габровница на 800 m., при с. Студено буче, Войници и Николово е на 580–500 m, при гр. Монтана, северно, на 493 m (сондаж № 7) и южно от гр. Монтана към селата Трифоново и Пърличево е вече около 336 m (сондаж № 1, Боков и др. 1978), (Фиг. 8).

Тук при с.Благово дълбокият ерозионен врез се разделя на два ръкава, един западен, който съвпада с горното течение на р. Огоста и друг, който продължава на юг-югоизток към селата Стояново-Долно Озирово и от тук по течението на р. Черна, навлиза по оста на Згуриградската антиклинала. Два не особено забележителни ръкава се наблюдават по р. Ботуня и р. Бързия. По разкриващите се петна от баденски седименти може да се направи извод, че р. Ботуня някога се е вливала направо в р. Огоста преди гр. Монтана, южно от височината Пъстрина, т.е. е съвпадала с днешната долина на р. Шугавица. Участъкът от Стара планина, който се очертава на юг от антиклиналните височини на Язовска и Врачанска планина (съответно Стакевски свод, Мелянска и Згуриградска антиклинали), т.е. северно от Голашко-Костенско-Плакалнишкия възсед, е бил дълбоко разчленен именно от притоците, съществували през този продължителен сушев период на горен еоцен-олигоцен и долен миоцен. Той обхваща общо около 25 Ма години. Нещо повече те успяват и да се всекат до 1800 m в пределите на Мизийската платформа и до 500-600 m в Предбалкана, а на румънска територия на повече от 2250 m. Достигат до олигоценско-долномоценовата вътрешно-планинска тектонска депресия Петрошани, разположена между масивите на Парънг, Ретезат и Вълкан на Южните Карпати. В тази депресия са отложени между 1300-2100 m седименти с два продуктивни хоризонта от въглища (хатски и бурдигалски).



Фиг. 8. Структурна карта по долнището на миоценските отложения, южно от гр. Монтана (Боков и др., 1978),
 1. изохипси по долнището на неогена; 2. сондажи: а. роторен; б. структурен;
 3. разкрития на по-стари отложения; 4. граница на разпространение; 5. тектонски нарушения

Може да се направи извод, че големият широк врез, източно от гр. Лом при с. Ковачица е бил свързан с днешната река Огоста и се наблюдава на дълбочина 1300 m., после на юг при с. Мадан на 782 m., после завива на югоизток през днешните села Лехчево, Фурен, Три кладенци, Девене и достига до днешното село Баница, но вече в долината на р. Скът, после през селата Мало и Големо Пещене, с. Вировско, с. Тишевица и през седловината между р. Дъбник и горното течение на р. Скът, покрай гр. Враца, с. Паволче, Моравица и гр. Мездра се осъществява връзка с р. Искър. Последната след осушаване на Мездренския палеогенски басейн (долен–среден еоцен) се насочва на запад и всъщност формира широката долина на р. Скът в нейното горно течение. При днешните малки води, с които се характеризира р. Скът в

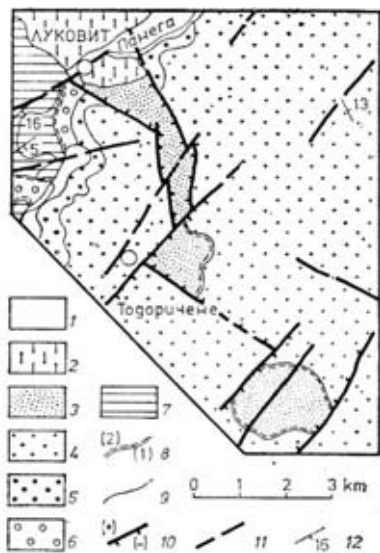
този участък, не може да се образува такава широка долина. Безспорно, нейната широка долина е могла да се оформи лесно върху меките мергели на Сумерската свита (арт–алб) и донякъде върху Малопещенските глауконитни мергели и пясъчници (арт–алб). Всъщност, тази широка долина заобикаля шарнира на Монтанската антиклинала (височините на Милин камък, 460 m). Ако се погледне на геоложкия картен лист Враца ще се види, че пластовете на мергелите на горните свити в пределите на долината са наклонени в южната част на юг, после на изток и накрая на север, със средни наклони около 5–10 градуса. И днес всеки изследовател може да се учуди, ако види широката долина на р. Дъбник южно от гр. Враца и niskия вододел на около 310–320 m северно от същия град и отделните заоблени възвишения по вододела между р. Скът и р. Дъбник. Река Искър се е вливала в Мездренския басейни и това може да се установи по петрографския състав на Паволченската свита, изградена изключително от полимиктови жълтеникави, сивожълти до белезникави рахли дебели до средно пластови пясъчници. В тях липсва каквато и да е гранулометрична сортировка и тези материали се наблюдават днес на височина около 600 m при с. Паволче и на изток до с. Брусен, източно от гр. Мездра. Свитата Паволче очертава бившите делтови отложения на р. Искър в басейна (*Аладжова - Хрисчева и др., 1991*). Това, което беше посочено по–горе може да се види на схемите на Боков и Василева (1989), където ерозионният врез в източна посока по долината на р. Рибине достига до минус 200 m в рамките на платформата и до минус 58 m при Големо Пещене (сондаж № 12) вече в Предбалкана и постепенно се задига в южна и западна посока до +300 m. Всъщност това е вече т.нар. Димовска свита (горен волин–долен бесараб). На геоложката карта това интересно събитие по разпространение на отделните свити чудесно може да наблюдава на картните листове Враца и Бела Слатина, (М 1:100 000), където се вижда дълбоко навлизане на Димовската свита и покриващата я Фуренска свита навътре по долината на р. Скът. Границата между двете дълбоки долини на р. Огоста и на р. Искър се определя още с отлагането през горен волин–долен бесараб на Галатинския член на Димовската свита. Към долината на р. Палеоогоста на запад и на изток към р. Палеоискър през горен бесараб и долен херсон вече няма отложения и се оформя вододел между тях, т.е. става осушаване на този участък. Както посочихме, в противоположни посоки от този вододел, могат да се видят вече отложенията на Фуренската свита, която има възраст горен бесараб–долен херсон, т.е. по–млади сарматски седименти. Може да се допълни, че в източна посока към р. Искър отново не се наблюдават седиментите на Фуренската свита, т.е. отново се очертава вододел. До тук на базата на посочените данни може да се заключи, че общо взето сарматските свити в своето разпространение се отлагат в древните долинни врезове и до края на горен миоцен ясно се запълват старите врезове в Стара планина и Предбалкана, а пълното им запълване започва през среден–горен миоцен (баден, меот, понт) и завършва през плиоцена в рамките на Мизийската платформа.

Що се касае до палеодолината на р. Палеоскът, за която за първи път съобщава през 1984 г. (*Боков и Денчева, 1984, Фиг. № 5*) на базата на сондажите при гр. Козлодуй, с. Софрониево и с. Гложене (R-1 и R-9), които са достигнали в дълбочина до седиментите на маастрихта, палеоцена и еоцена и се различават с повече от 900 m от (сондаж S-3 при с. Хърлец) на разстояние само няколко километра. Те допускат наличие на старата долина на р. Палеоскът. По–късно, през 1989 г., колектив начело с Балинов и др. изследва по сондажни и сеизмични данни вече установената долина, която те наричат Козлодуйско–Софрониевска и смятат, че тя може да бъде природен резервоар и капан за пресни води и нефт. Според тях това е дълбочинен врез с посока ССЗ–ЮЮИ, дължина около 20 km, ширина до 6 km и амплитуда на вреза до 1200 m и допускат, че тази долина е запълнена с баденски седименти. Същата схема може отново да се види на Фиг. № 4 в статията на *Кojumdjieva и Popov (1989)*. За тях няма съмнение, че това е старата долина на р. Палеоскът. През 1989 г. излиза нова обобщаваща публикация на Боков и Василева, на която са нанесени почти всички палеодолини (*Фиг. № 7, 8, 9 и 10*). На посочените схеми те отбелязват дълбок врез, който започва от гр. Козлодуй на дълбочина около 1600 m и продължава в ЮИ посока през селата Галиче, Търнава и Попица на 700 m и към село Чомаковци и гр. Червен бряг излиза на дълбочина минус 200 m. В червенобрежкия пролом на р. Искър в Марковата антиклинала и сега може да се наблюдава Криводолската свита на самата повърхност на абсолютна височина +120 m, южно от гр. Червен бряг и отново в ЮИ посока на същата височина излиза вече отдолу лежащата Опанецка свита на левия бряг на р. Златна Панега от Червен бряг до Луковит и понататък, където и днес могат да се видят остатъците от старата пред баденска долина между гр. Луковит и с. Тодоричане, запълнена с глините на Опанецката свита. По–късно излезе статията на Недялкова и Даракчиева (1994), в която те доказват, че между посочените по–горе селища се наблюдава тесен грабен, широк до 1.5 km, с посока почти север–юг и запълнен с около 11,30 m. утайки, представени от глини, пясъчливи глини и пясъчливи пясъци. (Фиг. № 9 и 10.).

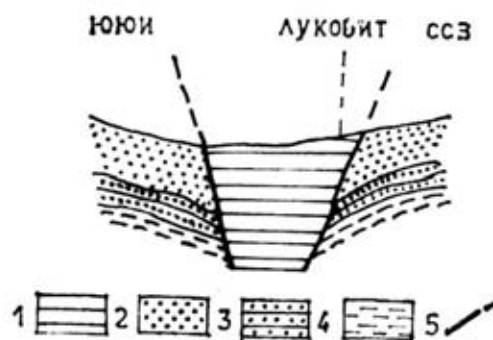
В тези седименти е намерена фауна от фораминифери, която се съпоставя с аналогично находище при с. Опанец, Плевенско. Неговата възраст е баденска (среден миоцен) и по фацис напълно съвпада със седиментите на Опанецката свита (Коюмджиева, Попов, 1988). В ЮИ посока, след с. Тодоричане тези седименти се наблюдават вече на самата повърхност на височина около +320 m, при с. Дъбен, западно от с. Торос и вече по на юг продължават по долините на реките Вит и Калник. Представата на двете авторки за наличие на грабен с дълбочина 11 m, без да се наблюдава разместване на пласторедата на палеогенската Угърчинска свита, по-скоро говори за преднеогенска палеодолина, запълнена със седиментите на Опанецката свита, отколкото за грабен.

Може да се направи общ извод, че долината започваща от гр. Козлодуй и продължаваща през селата Галиче и Попица, градовете Червен бряг и Луковит до селата Тодоричане и Дъбен, представлява старата преднеогенска палеодолина на р. Вит. Тогава в нея са се вливали Бели и Черни Вит, р. Малък Искър и р. Калник, като е станало оформяне на дълбок пролом през Марковата антиклинала и на североизток долината е продължила с вреза до 1800 m през посочените села към днешния гр. Козлодуй и Олтения, в Югозападна Румъния. Южно от гр. Червен бряг напълно са изнесени седиментите на сарматската Криводолска свита и затова в рамките на днешната широка долина на р. Златна Панега, северно от гр. Луковит, се наблюдава нейната древна предбаденска долина.

Днешната обширна долина около гр. Луковит и гр. Червен бряг, широка до 5–10 km, е всъщност всечената както в палеогенската Угърчинска свита, така и в горнокредните и Романската долнокредна свити (арт-алб) предбаденска реликтова река Вит. При гр. Червен бряг тя е оформила пролом, широк до 3 km и в него вече може да се наблюдава Криводолската сарматска свита и то нейният Ракевски глинест член, характерен за по дълбоки участъци на долния сармат (горен волин), (Коюмджиева, Попов, 1988). Това може да се види или по-точно Ракевският член може да се наблюдава навсякъде в незапълнените по-древни долини, например при с. Бойница (р. Палеотимок), при с. Макреш и гр. Димово (р. Палеоарчар), северно от гр. Монтана при селата Войници, Николово и Ерден (р. Палеоогоста). Ракевският член се отлага върху различни размити участъци на бадена, но като характерен подетаж (член) може да се види само в незапълнените още от баденско време преднеогенски палеодолини. Ако се проследи схемата на Балинов и др. (1989) на Козлодуйско–Софрониевската палеодолина може да се видят изолинии до 1600 m дълбочина. Ако продължим в ЮИ посока и преминаем през селата Галиче-Търнава, и достигнем до с. Попица, точно на големия завой на р. Скът на запад,



Фиг. 9. Геоложка карта в района на гр. Луковит (Недялкова, Даракчиева, 1994)
Кватернер: 1. алувиални образувания; 2. лъос; Баден: 3. Опанецка свита; Среден долен еоцен: 4. Угърчинска свита; 5. Луковитска свита; 6. Ъгленски член на Луковитската свита; Горна креда: 7. Кайлъшка свита; Литоложки граници: 8. траисгресивна; 9. нормална; 10. разсед; 11. предполагаем разсед; 12 – слоистост



Фиг. 10. Геоложки профил при кариерата на тухларната фабрика в гр. Луковит
1. Опанецка свита;
2. Угърчинска -свита;
3. Луковитска свита;
4. Ъгленски член на Луковитската свита;
5. разсед

вече се наблюдава изолиния, оконтурваща дълбочина 700 m. На юг изолиниите се сгъстват към Марковата антиклинала, а се вдават дълбоко на СИ като достигат до днешните селища: гр. Кнежа, Долни Луковит, Койнаре, Староселци, Телиш, Горни и гр. Долни Дъбник, Садовец и отново може да се види Димовската свита високо по Плевенските височини на +240 m при селата Брестовец и Тодорово, западно от гр. Плевен. (горен волин-долен бесеараб) и още по на север, при селата Гривица, Буковлък, Върбица, Божурица и Рибен. Но тук около гр. Плевен това е вече Димовската свита, с горно волинска-долнобесарабска възраст. Ракевският член на Криводолската свита на ЮИ се наблюдава от с. Долни Луковит до Маркова могила на юг до селата Девенци, Телиш, Искър (Пелово), Писарово, Горни и гр. Долни Дъбник до днешните селища Градина, Ясен и гр. Долна Митрополия. Изолинията от 500 m започва при устието на р. Огоста и на ЮИ достига до с. Търнак и опира в Марковата антиклинала, южно от с. Еница. Изолинията от 300 m започва от гр.Оряхово и преминава през с. Бреница и достига южно от с. Девенци. Изолиния 0 m се наблюдава вече към с. Садовец, Петърница и Градина (*Боков, Василева, 1989*) и на север – до линията Долна и Горна Митрополия с. Долни Луковит. Всъщност, това е дълбокият залив, образуван в началото на волина. Ракевският член на Криводолската свита е типичната Криводолска свита и той е започнал да се отлага веднага с нахлуването на водите на волинския басейн (долен сармат). Тук е налице дълбока палеодолина, която започва от днешния гр. Козлодуй и продължава в ЮИ посока, започвайки с врез от 1600 m като постепенно намалява своята дълбочина, като само през днешния гр. Червен бряг се осъществява проломяване на Марковата антиклинала, и продължава на юг, чак да днешното село Дерманци. От тук се свързва със съвременната долина на р. Вит и нейните притоци върху днешните вододели. Разширяването на същия врез на изток е тясно свързано с долините на днешните реки: Тученица, Чернелка, Катунец и Каменица. Тук цялата речна енергия е отишла да се разрушат и транспортират палеогенските отложения (Комаровска, Авренска, Петревенска, Луковитска и Угърчинска свити). И днес се наблюдават отделни петна от палеогенски седименти, например по шарнира на Катунецката синклинала на север по долината на р. Беглежка, като ерозията е достигнала да аптската Свищовска свита на горна креда. Всъщност, това тук е оста на Марковата антиклинала, тъй като тя на изток след големите височини над 400 m, източно от с. Беглеж е унищожена. Горните течения на днешните балкански реки :Малък Искър, Бели и Черни Вит и Калник и изброените по-горе долини от Централна Северна България са формирали вкупом обширната дълбока долина на р. Златна Панега (Козлодуйско–Софрониевска). За изследователите Кojumdgieva, Popov (1989) това е р. Палеовит (фиг. № 4, 8, 10). И ние я наричаме р. Палеовит, независимо, че долината на последната река е млада долина и е формирана след минделската заледяване, преди 600 000 години, след като р. Дунав започва за излива своите води в Черноморския басейн. (*Ros et al, 1978, Старовойтов и др., 1990*). Обаче в рамките на Предбалкана и Стара планина и днес съществуват нейните начални участъци: Бели и Черни Вит.

В източна посока на СИ от гр. Плевен се простира долината на р. Палеобръшляница (*Атанасов и др., 1971*). Последните автори подразделят изследваната област около гр. Плевен на три структурни единици: Източна крайнина на Ломската депресия, Плевенско–Корабийско издигане и Бръшлянишка ерозионна палеодолина (*стр.193*). Очевидно, по това време те не са имали достатъчно данни да говорят за древна долина на р. Вит и другите реки, които са се вливали между Марковата антиклинала на юг и селата Садовец, гр. Долна Митрополия, Староселци, Ставерци и на север на р. Дунав при днешното село Галово, Оряховско и затова се приели, че това е югоизточен дълбок залив на Ломската депресия. В същата страница се отбелязва, че Кojumджиева и Попов възприемат тази структура като Предбалканско ръбно понижение, което по-късно се приема за Миоценска надлъжна депресия (*Kojumdgieva et al., 1978; Кojumджиева и др.1982*). На Фиг. 2, 3, 4 в статията на Г. Атанасов и др. (1971) се отбелязва дълбока ерозионна палеодолина, имаща посока около ССИ–ЮЮИ, която се наблюдава на юг при с. Владиня и с. Дренов и в северна посока продължава през с. Пелишат, гр. Пордим, селата Коиловци, Мечка, Бръшляница, Милковица, Гулянци, Брест и големия завой на р. Дунав, западно от с. Загражден. Еродирани са били палеогенските, горнокредните и част от албските седименти. Амплитудата на вреза надхвърля 600 m. Същият врез продължава и на румънска територия. Ширината на долината надхвърля 20 km. Тази предбаденска долина е връзана в Плевенско–Корабийското издигане. Ако съществуваше надлъжна депресия, тя трябваше да продължи и в южната част на тази палеодолина. Нещо повече, тук са установени големи олистостроми при селата Владиня, Бохот, Пелишат, Згалево и градовете Пордим и Славяново. Днес те се наблюдават на височина 280 m.

Трябва да се отбележи, че на изток от гр. Пордим към градовете Летница, Левски и при с. Обнова се наблюдават отново седиментите на Димовската свита на най-ниска височина, около 80 m и разкриват петна от Тръмбешката свита на апта, както и лежащата върху нея Свищовска свита (също апт). В случая е видно, че в тази р. Палеобръшляница са вливали две

предбаденски долини: едната е идвала от юг, а другата от изток. Тази, която е идвала от юг може да се свърже с днешната р. Осъм, идваща от Стара планина, а другата, която е идвала от изток може да бъдат днешните р. Ломя и р. Росица. По правилно е да променим името на долината на р. Палеобръшляница на р. Палеоосъм, тъй като р. Палеобръшляница се явява един къс сегмент от една по-голяма палеодолина. В случая тази палеодолина е р. Палеоосом. Фиг.11.

В източна посока дълго време съществуваше неяснота относно долината на р. Янтра и дали и тя се е врязвала в Мизийската платформа през неогена. Последните наблюдения върху тази част от Мизийската платформа и по-конкретно върху територията между р. Осъм и р. Янтра разкриха, че в този участък също са отложени неогенски седименти и в тях са всечени реките Барата, Студена и Ерийска. Техните наслаги се наблюдават на височина над 50-60 m абсолютна височина, покрити с дебел льосо-педокомплекс до 30-40 m. Посочените по-горе реки формират по вододела широки долини с меки очертания и заливни тераси от няколко километра. Беше наблюдаван врез по течението на р. Барата източно от днешния Никополско-Сломерски вододел, който през неогена е представлявал удължен рид (остров) в посока СЗ-ЮИ и през целия неоген никога не е бил заливан от морски води. Това се потвърждава и от сондаж № В4 при с. Любеново, Никополско. Сондажът е заложен на абсолютна височина $H=242.8$ m и след като премине пред кватернерния льосо-педокомплекс с дебелина от 62.8 m достига подложката на аптските варовици на абсолютна височина 180 m. (Евлогиев, Й. 2006).

Друг подобен остров е съществувал в рамките на гр. Свищов и селата Царевец, Българско Сливово, Драгомирово и Ореш. Този дълбок залив е бил свързан с горномиоценско-плиоценския басейн (дакийски), част от който се разкрива и между гр. Русе и гр. Силистра в Побрежието. Тук в неговия обсег същите седименти с дебелина 50-60 m се наблюдават над четирите кватернерни тераси, оформени изразително върху десния дунавски бряг между градовете Русе и Тутракан. Терасите са всечени върху аптски варовици и отгоре са покрити с последователно увеличаващи се льосо-педокомплекси. (Михайлов, 1961, 1966; Евлогиев, и др. 1995). Фиг.12. Но преди да формира тези тераси р. Дунав в този участък е денудирала плиоценските отложения, които са дебели над 50-55 m. И те се разкриват на юг от тях като оформят стръмния дунавски откос над терасите. Затова както край р. Дунав между градовете Русе и Тутракан, така и по вододела между реките Осъм и Янтра, непосредствено над съвременното ниво на р. Дунав, не се наблюдават неогенски отложения, защото се отнесени от дунавските води, а се разкриват различни свити от варовици с кредна възраст. Неогенските седименти се разкриват по вододела между реките Осъм и Янтра на абсолютна височина над 50 m. Също не се разкриват по склоновете на съвременната долина на р. Янтра, защото долината ѝ е всечена по източната периферия на басейна в различни свити на долната креда. Мекият релеф и широките речни долини тук са оформени изключително в неогенски седименти и кватернерни льосо-педокомплекси, затова са останали дълго време неразкрити. Почти на всички геоложки карти в този участък под кватернерните отложения се отбелязват отделни петна от млади наслаги, които се отъждествяват с Белослатинската свита. Тези седименти започват с горнопонтски варовити глини и продължават през дака до горен роман (2.5 Ma). Може да се допусне, че тази горномиоценска трансгресия е свързана с преодоляване на месинския кризис и нахлуване на океански води в Средиземно море и по-нататък към всички вътрешни морски басейни.

В палеогеографията на Дунавската равнина след осушаването на неогенските басейни най-важното събитие в нейната еволюция е появата на р. Дунав и достигането на водите му до Черноморския басейн. Уточняването на това събитие и извършено от колектива на 42 том в отчетите на изследователския кораб „Гломър Челенджър“ още през 1978 година (Ross D. A., Neprochnov Y. P. et al., 1978). Това събитие се е случило в края на горна чауда на долния плейстоцен и е свързано с платовския (бакиния) криохрон и съвпада с инвазията на каспийски води в Черно море и разпространението на бакиния комплекс от молюски и остракоди като *Didacna parvula* и *Drudis* и *Leptocythere adulata*. Според руският изследовател В. А. Зубаков (1986) платовският (бакиния) криохрон е бил двустадиен и в континенталните отложения от това време му съответстват два хоризонта от льос (донски и миуски). В горния от тях (донския) е проявен двойния геомагнитен „екскурс яхно“ (по-рано е известен като „уреки II“) с разчетна възраст от 600 000 години. С този криохрон се корелира и пробивът на водите на р. Дунав в Черно море според изследователите от „Гломър Челенджър“. Това събитие реално съответства на Минделското заледряване. То е изследвано и доказано и от други изследователи, които са проучвали делтовите отложения на р. Дунав. Те ги наричат „седиментационно сеизмически комплекси“ и отбелязват, че вторият делтов комплекс на р. Дунав с дебелина до 700 m „е сформирован през втората половина на ранния плейстоцен, а по-младия (третия) през среден-горен плейстоцен“ (Старовойтов А.В. и др., 1990). Делтовите наносни конуси лежат върху хоризонтален слой с дебелина около 1000 m, включително и върху

чауда (Алексеев и др., 1986). След него следва средноплейстоценската миндел-риска (лихвинска) междупледникова епоха и образуването на две средноплейстоценски и две горноплейстоценски надзаливни тераси, тясно свързани вече не само с р. Дунав, но и с еволюцията на Черноморския басейн.

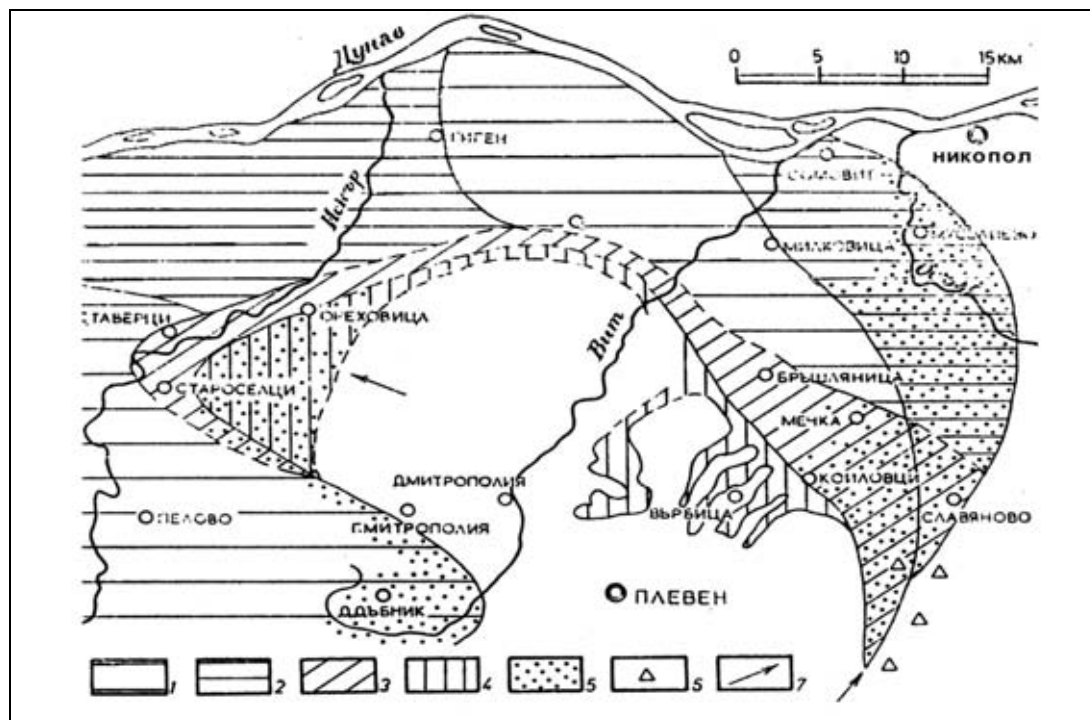
Достоверността на горните изследвания на посочените по-горе автори се потвърждава и от проучванията на Ц. Михайлов (1966, 1969), фиг.№ 12, който установява в Побрежието, между градовете Русе и Тутракан, четири надзаливни и две заливни тераси. Те са образувани през средния и горния плейстоцен и през холоцена. Реално при всички изследвания, които се провеждат в Северна България, в обсега на Дунавската равнина, не могат да се търсят тераси по-стари от средния плейстоцен, тъй като всички те са свързани с времето на навлизането на водите на р. Дунав. По всички други реки, които се вливат направо в Черно море могат да се наблюдават и повече тераси, тъй като те са свързани с еволюцията на самото море. В очертанията на Мизийската платформа след осушаването на Дакийския басейн в края на Piachenzian (Пиаченциан) (среден роман, Ма=2.588) до края на долен плейстоцен (Calabrian, 0.781 Ma) или около 1.804 Ma (по *International chronostratigraphic chart-2013*) са съществували континентални (сушеви) палеогеографски условия довели до пълно запълване и заравняване на бившия неогенски басейн. Не са установени връзвания, тъй като р. Дунав още не се е появила в територията на току-що осушения неогенски басейн. Нахлуването на водите на р. Дунав в Мизийската платформа се проявяват в заливане най-ниските участъци и лъкатушене из обширната пясъчлива-чакълеста равнина като се формират отделни хидроложки понижения-ръкави. Реликти от долини-ръкави са наблюдават из ломската равнина, където те пресичат вододелите между реките Лом, Цибрица и Огоста. Такива ръкави-реликти пресичат всички вододелители със североизточна посока и остатък от тях са днешните долини на р. Липница между с. Ковачица и с. Игнатово, Ломско; р. Мокрешка бара при едноименното село, р. Вировска (Мърчевска), Монтанско. Фиг.13. Всички ръкави са започвали от разливите на р. Дунав между селата Арчар и Добридол, Видинско и са формирали лъкатушести удълбавания върху покритата с чакъли и пясъци бивша дънна повърхност на Ломския плиоценски басейн. Всички посочени по-горе долини-ръкави и днес съществуват, но в най-западните части на вододелите между реките Лом, Цибрица и Огоста, са покрити с лъос и само след няколко километра се наблюдават техните бивши понижения, също покрити с лъос, представляващи оврази с меки очертания и лек вълнообразен облик на фона на еднообразната равнина. Навсякъде където по-рано са съществували дунавски ръкави, всичащи се в плиоценските седименти, тези древни речни форми са по-ниски, независимо от дебелина на лъосови навеи, достигащи понякога до дебелина да 70-80 m.

Може още да се допълни, че за интервала от края на Piachenzian (Ma=2.588) до края на долния плейстоцен (Calabrian, Ma=0.781) в северна България за период от 1.804 Ma р. Дунав не е съществувала и всички притоци както от Карпатите, така и тези идващи от юг, откъм Стара планина, са продължавали до носят своите води и наноси и да ги отлагат в продължаващата да потъва северна част на платформата. Този факт може да се види на Геоложката карта на Румъния в М 1: 1 000 000 (1978). Всички тераси в Румъния са свързани с появата на р. Дунав. Представите на българския изследовател J. Evlogiev в обща публикация с P. Enciu са погрешни и неверни (2001). Това е отразено и в неговата докторска дисертация (2006). Там са посочени много верни факти, но неправилно интерпретирани. От посочените по-горе данни се установява, че р. Дунав реално се появява в края на долен плейстоцен (Calabrian) и няма как да се образуват 6 (шест) тераси и понеже J. Evlogiev не ги установява на територията на Северна България ги търси под съвременното средно ниво на р. Дунав. Всички схеми, в които се посочват шест броя тераси са измислени и неверни. Изводът, че след като са установени осем лъосови хоризонта и седем почвени, трябва да съществуват и шест тераси е също грешен извод. Например в Цокурския лиман на Кримския полуостров са открити 10 почвени слоя само за кватернера (B.A. Зубаков, 1986). Изрисуваната плиоцеска денудационна повърхнина (PDS) на вододела между гр. Никопол и с. Сломер е просто невярна, тя лежи върху кватернерни отложения с дебелина 62.8 m (фиг. № 28), което е недопустимо. Никъде не е отбелязано, че се отнася за повърхнина, разположена под кватернерните отложения. Що се отнася до т.н. Старо абразионно-аккумулятивно ниво (OAAL), което се състои от две нива: долнороманско-(Piachenzian) прибрежно и горнороманско (Gelasian) - долноплейстоценско (Calabrian) с прибрежна и аккумулятивна зони, също е плод на измислица. На посочените литолого-стратиграфски разрези на старото абразионно-якумулятивно ниво (OAAL) (Фиг.19, Фиг.22) никъде не се установява връзване в разреза, а има само надслоявания, които непосредствено следват над плиоценските седименти. Това се отнася както до базалните чакъли и пясъци (BGS) със средна дебелина 12-14 m , така също и за покривните чакъли и глини (CGS) със средна дебелина около 8-9 m, влизащи в интервала от началото на Gelasian (2.588 Ma) до края на долен плейстоцен (Calabrian, 0.781 Ma). В такива граници горно романски (Gelasian)-долно

плейстоценски (Calabrian) (*International chronostatic chart, 2013*) отложения са установени в Дунавската равнина, Предбалкана и Стара планина. Тази палеогеографска картина е установена и от други автори в обсега на посочените по-горе тектонски и геоморфоложки зони (Бончев С., 1938; Мишев, 1959; Яранов, 1960; Минков, 1960; Михайлов, 1966, 1969; Мишев, Вапцаров, 1968, 1984; Вапцаров, Стоилов 1969 и много други). Няма връзване, защото още не се е променил ерозионният базис. Той се променя радикално, когато се появяват водите на р. Дунав, които се разливат из обширното пясъчливо дъно на осушения плиоценски басейн и покриващите го горноромански-староплейстоценски (Gelasian-Calabrian) чакъли и пясъци и после се формират наблюдаваните по склоновете на долината на р. Дунав четири надзаливни тераси. Преди терасите да се образуват речните води на р. Дунав се връзват не само в тези покривни надслоени чакъли и пясъци, но ще отнесат и не особено дебелите горнопонтски-плиоценски седименти по неговото поречие в участъка между р. Осъм и р. Янтра и в Побрежието между гр. Русе и гр. Тутракан.

Неверни са и твърденията, че през заледряванията се осъществява ерозионно връзване, а през междуледниковите епохи натрупване на алувий. Геолого-геоморфоложкото съдържание на междуледниковите епохи се изразява в рязко преобладаване на алувиалните и блатни отложения, също рязко се засилва дълбочинната ерозия и формиране на дълбоко връзани долини. По речните склонове на долините се формират тераси, а по морските крайбрежия също тераси и коралови рифове. През ледниковите епохи се натрупват морени, лъос и се засилват делувиално-солифлукционните процеси. Речните долини се препълват и погребват от алувии и делувии, придружават се от някои мразови явления, замръзване на почвения слой, морени и лъос. На всички разрези на кватернерните отложения от умерения физико-географски пояс през време на редуващите се заледрявания навсякъде се започва с алувиални отложения с различна дебелина и нагоре следват лъосови хоризонти, прослоени от погребани почви, образувани през топлите междустадиялни и междуледникови интервали.

На края бихме искали да се спрем на Белослатинската свита и да се опитаме да направим корелация със седиментите, които се разкриват на срещуположния румънски бряг и напоследък намерили място в публикациите на Enciu, Andreesku, (1987) и Enchiu et al., (1990). Тази свита беше за първи път въведена в употреба през 1988 от Коюмджиева и Попов. Те смятат, че тя обхваща интервал от долен меот до края на плиоцена. Според тях при гр. Оряхово се наблюдава вертикално съчленяване и преход на Белослатинската свита над Лехчевския член на Смирненската свита с бракична долномеотска фауна. Тук Белослатинската



Фиг. 11. Фациална карта на Плевенско през горния волин. Морска фациална зона, (Атанасов и др., 1971)
 1. участъци, залети от морето още през долния волин; 2. участъци, залети от морето още през горния волин; 3. преходна фациална зона; 4. континентална фациална зона; 5. пясъци; 6. олистостроми; 7. посока на постъпване на теригенен материал

свита е дебела около 125 m. и на 40–50 m над основата са намерени останки от горномиоцения *Tetralophodon grandicivus* Schlesinger. Южно от гр. Оряхово Белослатинската свита заляга трансгресивно върху различни неогенски седименти, включително и върху варовиците на Лехчевския член при с. Крушовица. Като се има предвид надморската височина при гр. Оряхово (абсолютна височина в рамките на града 225.2 m) и се приеме, че сондажът е направен западно от града, ориентировъчно на 200 m н.в. и се извадят 125 m на сондажа, се получава около 75 m. н.в. или ако още веднаж се извади абсолютната височина на брега при гр. Оряхово, която е 28.8 m ще се получи, че горномеотските отложения се наблюдават на същата височина както на румънския бряг при с. Завал в устието на р. Жиу, т.е. срещу гр. Оряхово, а тя е на отново на 46.2 m н.в. Може да се направи общ извод, че на двата бряга на една и съща височина се наблюдават сарматските отложения и непосредствено лежащите върху тях дакски седименти на свитата Бербешти, която е еднозначна на Арчарската свита. Като се има предвид, че румънските изследвания се базират на много сондажни данни, с обилни макро и микрофаунови ансамбли, можем уверено да приемем, че на българска територия Белослатинската свита има горномиоцено-плиоценова възраст.

През периода горен дак–среден роман на българска територия са съществували няколко остатъчни речни коридори, които от запад на изток са: Палеоогоста, Палеовит с всички реки, идващи от Плевенските възвишения и на изток реките Палеоосъм и Палеоянтра. Постепенното засушаване, което започва още в края на горния миоцен, когато се отлагат горнопонтските пясъци (*Берегов, 1940*), последвани от дакски (гетиан–долнопарсковиански) става окончателно запълване на трите най-големи остатъчни речни долини. Всъщност с тяхното запълване се отбелязва финалът на неогенските трансгресии в Северозападна България. Покривните чакъли, които днес се наблюдават повсеместно из цяла България представляват вече друга палеогеографска картина, но тя вече е свързана с джеласиан-калабрийските залежавания. Последните слагат началото на появата на студените аридни епохи, а в по-южните субтропични територии на плувиални епохи. Концепцията за аридните и плувиалните епохи е предложена още през 1863 г. от американеца Jemieson. По-късно неговата хипотеза беше блестящо потвърдена от Russel (1885) и Gilbert (1890), които изучиха геоморфоложката история на езерата Лаконтан и Боневил в Северна Америка (Големият басейн в Кордилерите). Тогава се доказва синхронността на засилване на влажността и плувиалността като отражение на ледниковите епохи за субтропичните физикогеографски пояси. Тези плувиални условия обхващат субтропичните пояси на двете полукълба, както и някои терени от най-южната част на умерения пояс. В нашата страна това влияние се изразява в натрупване на изветрели продукти в подножията на планините и техните долини през епохите на залежавания и по-късно тяхното транспортиране по цялата територия на България през време на междуледниковите епохи. Всъщност, това са известните „покривни чакъли“ на Ст. Бончев (1923). Реално в Северна България винаги е съществувал през време на залежаванията студен ариден климат с голям недостиг на влага, докато в Южна, на отделни участъци се проявява плувиален режим.

Във връзка с изучаването на преднеогенския релеф в Северозападна България (*Боков, 1968*) се достигна до някои изводи, които не са изчерпали и днес своето значение. Верен е и изводът му, че погребаните геоморфоложки форми, образувани през олигоцен и ранния миоцен деформират структурната картина на горнокредно-палеогенския подетаж и долната половина на неоген–четвъртичния подетаж (*Боков, Василева, 1989*). Потвърдени са неговите заключения, че нахлуването на морето е било много бързо, защото няма силна абразия, т.е. трансгресията е имала характер на ингресия. Последното се потвърждава от отделни заблътвания, овъглен растителен детритус, както и от наличието на алувиални, делтови и несортирани наслаги, тънката хоризонтална слоистост, обусловена от прослояването на глините с милиметрови прослойки от бяло варовито праховидно вещество или пък от глинести ивици (до 1–1.5 cm), набогатени с CaCO₂. Предполага се, че това са климатични ивици, свързани с годишните сезони, но този факт говори и за липса на силни подводни течения. Обикновено в тези дълбоки подводни долини никъде не са установени гипсови залежи, те се наблюдават в периферни плиткати участъци на платформата (Видинско и на вододела при гр. Оряхово). Той допуска, че липсата на ръбно понижение на Предбалкана се дължи и на този преднеогенски разчленен релеф. Този важен факт не можа да бъде по-късно оценен от други изследователи, които лансираха отначало идеята за ръбно понижение, а по-късно за миоценова надлъжна депресия, каквато реално никога не е съществувала и затова той предлага за Ломския басейн наименованието периорогенна депресия (понижение). И така, ако трябва да определим възрастта на Белослатинската свита на основата на подробните изследвания на румънска територия точно срещу българския бряг, между гр. Козлодуй и с. Сомовит, се установява, че тук са наблюдавани като най-стари неогенските скали на сармата, реално българската Димовска свита, възрастта на която е горен волин–долен бесараб. След осушаване

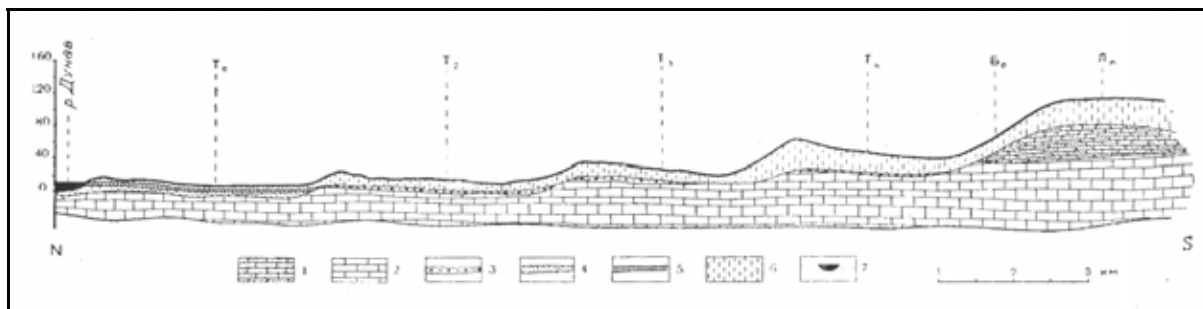
на сарматското море през долен херсон (горен сармат) и нахлуването на следващото неогенско море (трансгресия) през долен меот, се отлагат теригенните седименти на Смирненската свита (Кюмджиева, Попов, 1988). Както е известно Лехчевският член от същата свита се проследява по крайбрежието на Ломския басейн, като на запад започва при с. Държаница, Видинско и продължава в източна посока през селищата, Ярловица, Дреновец, Киселево, Дреновец, Смирненски, Безденица и по долното течение на р. Огоста от с. Громшин до гр. Оряхово (Фиг. 12, 13). На румънска територия такива седименти досега не са установени. Непосредствено върху сармата при с. Мачешу на абсолютна височина 65 m в сондаж № 47 по оста на издигането Гура Вър-Жиу на дълбочина между 125-150 m (дебелина около 25 m), направо върху сармата се разполага свитата Меришани с възраст среден-горен понт. При селищата Бекет и Островени дакските седименти лежат направо върху сармата. При с. Завал дакските (пиаченцките) седименти се наблюдават върху сарматските на дълбочина 17 m, при абсолютна надморска височина на брега от 28.8 m.

Само на 1 km северно от тези граница вече се наблюдават и понтски седименти с възраст среден-горен понт и по-нататък съответно свитата Бербешти (гетиан-долен порсковиан), докато следващата свита Жиу-Мотру е отмита и отнесена. Ако трябва да уточним долната и горната граница на седиментите срещу българския бряг, които могат да се корелират с Белослатинската свита, то е повече от очевидно, че обхватът на тази свита е меот, понт, дак (гетиан-долен порсковиан) и (горен парсковиан до среден роман), свита Жиу-Мотру, респективно Брусарската свита на българска територия.

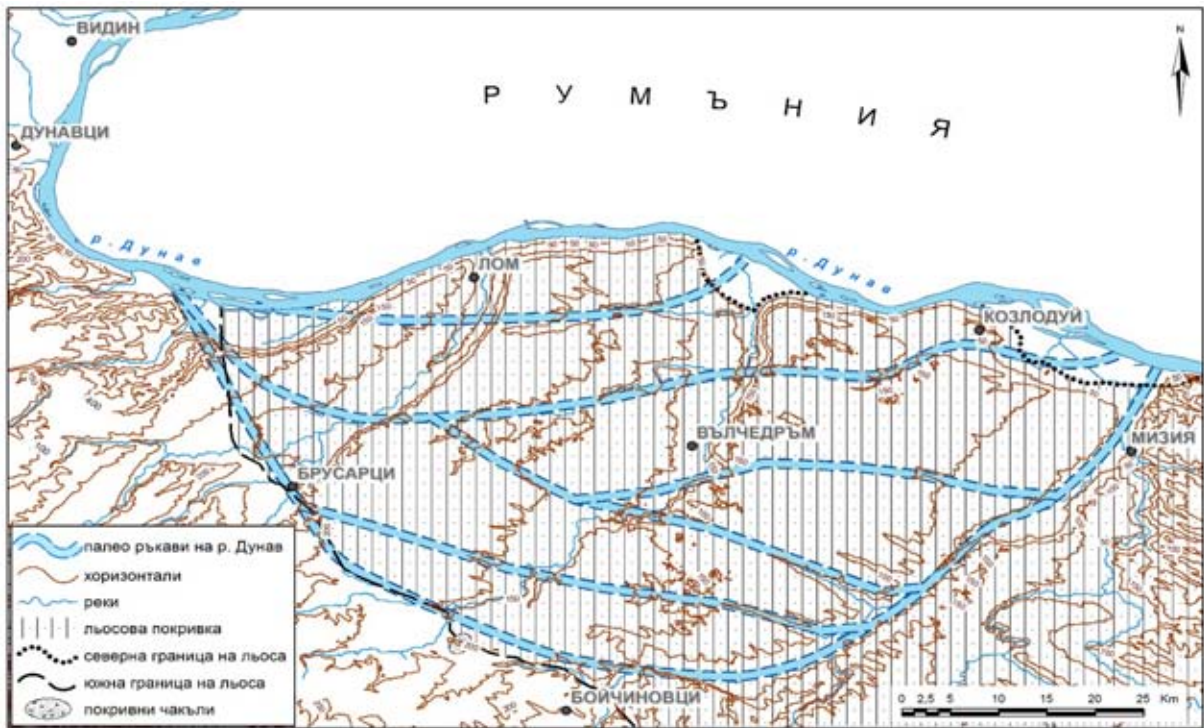
Видяхме, че след с. Бистрецу, в западно посока на румънска територия (сондаж № 30), рязко се увеличава дълбочината на свитата Бербешти от 30.9 m на 92.6 m. Тук се наблюдава старата долина на р. Палеовит, която на румънска територия е завивала на запад и се вливал в Ломския коридор, където нейната дебелина се увеличава до 150 m. На юг от р. Дунав, при гр. Лом, дебелината на тази свита е 100-120 m. Очевидно, на българска територия, източно от линията Лехчево-Оряхово, през долен меот и по-нататък до днешен ден не е настъпвала неогенска трансгресия. Данните за наличие на долномеотски седименти, които лежат над Лехчевския член на Смирненската свита в района на Оряхово, и в които е открит горномиоценски *Tetralophodon grandicivus* Schlesinger насочват за континентални отложения. Не трябва да се забравя, че цялата Белослатинска свита е континентална и се състои от различни литоложки разновидности: пясъци, най-често средно до едрозърнести, често с лещи от конгломерати, алевритни глини и алеврити. Това са речни отложения с коса слоистост, със следи от стари речни корита, изобщо бърза хоризонтална и вертикална изменчивост на литологията. Дори при с. Крушовица, южно от гр. Оряхово, тези седименти лежат направо върху Лехчевския член на Смирненската свита.

Това ни дава основание да допуснем наличие на река и това може да бъде старата палеодолина на р. Палеовит, заедно с всички речни потоци, идващи от Плевенските височини, които са се вливали в този широк участък между р. Огоста на запад и р. Искър на изток. И наистина, Белослатинската свита се наблюдава изцяло върху вододела между р. Скът на запад и р. Искър на изток.

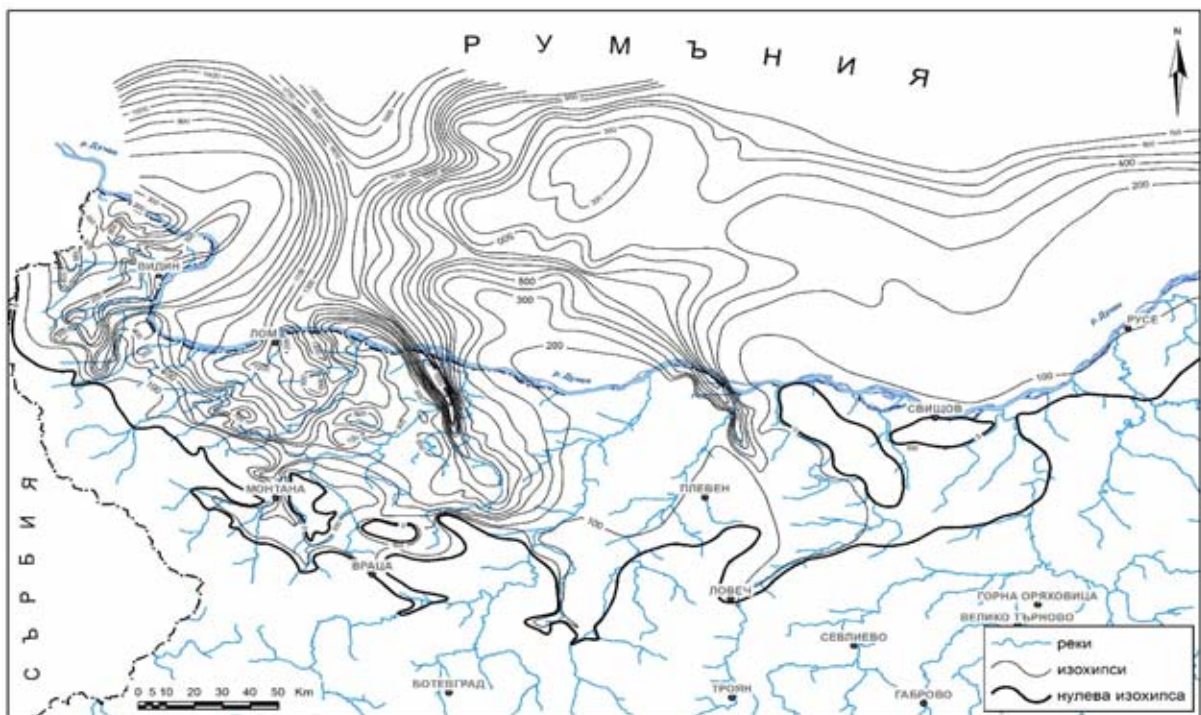
Не е установена в устието на р. Огоста, но може да се види източно от гр. Оряхово на височина 46-50 m да лежи върху Фуренската свита, а на изток върху Димовската, при с. Долен и Горен Вадин. Същата свита я няма и в устието на р. Искър. На запад от с. Попица, с. Борован



Фиг. 12. Обобщен схематичен геолого-геоморфоложки профил на Побрежието на р. Дунав (по Ц. Михайлов, 1966). 1) плиоценски глинесто-песъчливи отложения; 2) аптски варовици; 3) базални чакълесто-песъчливи алувиални отложения от надзаливните тераси; 4) алувиални чакълесто-песъчливи отложения от заливната тераса; 5) алувиални глинесто-песъчливи отложения от заливната тераса; 6) льосова покривка (льосови образувания и льос); 7) река Дунав, Т₀-заливна тераса 2-4 m, 4-6 m; Т₂-втора надзаливна тераса 15-22 m; Т₃-трета надзаливна тераса 29-36 m; Т₄-четвърта надзаливна тераса 59-63 m; Б₀ – брегови откос; Лп – льосово плато



Фиг. 13. Палеоръкави на р. Дунав в обсега на Ломския плиоценски басейн съществували в края на долен плейстоцен



Фиг. 14. Контур на неогенските басейни и схема на донеогенския врез на Старопланинските реки (по Атанасов и др. 1971; Боков, Витанова, 1980, 1989; Paraschiv, 1983; Велев и др., 1988; Kojudgieva & Popov, 1989; Недялкова, Даракчиева, 1994 и с допълнения от авторите)

и с. Софрониево също никъде не се разкрива или по-точно не е забелязана досега. Всичко това ни дава основание да твърдим, че след долен херсон през горния херсон в този участък е настъпило пълно осушаване и през време на новата трансгресия, започнала през меота тя не е заливана от морски води. Тук вече са се вливали всички речни притоци на р. Палеовит, включително и тези идващи от Плевенските възвишения и затова навсякъде наблюдаваме Белослатинската свита от р. Скът на запад до р. Вит на изток и то със значителна дебелина до 123 m. Затова изводът на Коюмджиева и Попов (1988), че обхватът на Белослатинската свита

започва вероятно още през меота е логичен, независимо че на румънска територия най-старите доказани скали и свити са със средно-горнопонтска възраст. Може да се заключи, че окончателно запълване на старите преднеогенски палеодолини Палеоогоста, Палеовит, Палеосъм и Палеоянтра е станало в края на долния роман с Брусарската (Жиу-Мотру) свита. С това приключва горномиоценско–плиоценският етап от еволюцията на Мизийската платформа в Северна България и започва един нов период, който след новото уточняване на кватернера е т.н. джеласиански етаж. Той обхваща времето от 2.558 Ма до 1.806 Ма или това е около 0.782 Ма. (това е обхватът на среден и горен роман). Джеласианът влиза в горната половина на нормалната магнитна епоха Гаус и долната половина на обратната магнитна епоха Матуяма до началото на нормалния магнитен епизод Олдувей (1.67–1.87 Ма). Всъщност, от тази епоха започва началото на големите залежавания през ранния кватернер (джеласиан) и плейстоцена. Може още да се допълни, че долината на Палеоогоста, която се е разполагала източно от гр. Лом при с. Ковачица–Долно Линево се е запълвала вече през епохите меот–понт–дак до среден роман само от реките Огоста, Лом и всички други реки от северната периферия на Западния Предбалкан и Стара планина. Може да се заключи, че предбаденските долини около гр. Лом, както и долините на реките Палеовит, Палеосъм и Палеоянтра най-късно престават да съществуват като остатък от древни долини в рамките на северно ориентираната Ломска депресия. Нейното начало вероятно трябва да търсим далеч назад, още през мезозоя и то от горен триас (рет), когато след кимерската фаза се оформят редица понижения и издигания (*Атанасов и др. , 1971*), според други-хорстове и депресии, между които и бъдещото Ломско–Крайовско меридионално понижение (*Enciu, P. et al., 1990*) (Фиг. 14).

Заключение

Разгледаната стратиграфия на неогенските седименти дава възможност да се проследи по техните запазени на отделни места разкрития пространството на разпространение на неогенските басейни. На изчертаната схема на неогенските басейни и връзванията на преднеогенските долини са използвани материали както на български, така и на румънски изследователи и се получи поне за българската територия значително по-друга палеогеографска картина. Оказа се на базата на различни проучвания, че на българска територия, връзванията на някои от старопланинските палеореки е надхвърлял 1500 m в Мизийската платформа и е навлизал дълбоко в обхвата на Предбалкана, включително и в Стара планина. Особено дълбоко навлизане, най-вече на сарматския басейн, се наблюдава по долината на р. Огоста в пространството на Салашката синклинала, между Предбалкана и Стара планина, южно от днешния гр. Монтана. В този участък се наблюдават и много острови-височини, остатък от Монтанската антиклинала, като Пъстрината, Борованската могили и др. Също дълбоко навлизане се наблюдава по горното течение на р. Скът, понастоящем в тази участък речното легло е широко около 1.5 m, вероятно през сармата е осъществявана връзка с водите на р. Искър след осушаване на Мездренския палеогенски басейн. Подобно дълбоко проникване на палеорека с врез до 11 m на височина 320 m на седименти с баденска възраст, се наблюдава на вододела между реките Вит и Златна Панега в околностите на гр. Луковит и после на юг той се свързва с горните течения на реките Бели и Черни Вит, но вече в пределите на Стара планина. Обаче най-сериозни изменения се наблюдаваха на вододела между реките Осъм и Янтра. Там се установиха плиоценски седименти над 50-60 m абсолютна височина, както е в Побрежието по течението на р. Дунав, между градовете Русе и Тутракан. Там южно от Дунавските тераси на абсолютна височина 55-60 m се наблюдават горнопонтски-плиоценски седименти с дебелина около 55 m. След нахлуването на р. Дунав, неогенските отложения са еродирани и след това са формирани четири тераси, покрити по-късно със средно-горно плейстоценски алувий, лъос и педокомплекси. Терасите са вдълбани върху лежащите отдолу аптски варовици, а покриващите ги плиоценски отложения формират стръмния откос на десния дунавски бряг. Такава е и картината на вододела между реките Осъм и Янтра. Там такива малки реки като Барата, Студена и Ерийска образуват долини с обширни заливни тераси, широки до 2-3 km и никъде не се показват кредни варовици.

Релефът е мек и плавен, без разкрития на кредни варовици. Само на отделни места са установени петна от пясъци, на които условно им е дадена плиоценска възраст и са привързвани към Белослатинската свита Има и още една особеност, която е характерна за Побрежието и отсрещния румънски бряг. Тук между гр. Русе и гр. Тутракан на българска територия, съответно в Румъния, между гр. Гюргево и гр. Олтеница, не се наблюдава първата надзаливна тераса –Т 1 (10-12 m). Тя е еродирана. В останалата част по крайбрежието на р. Дунав, по българския десен бряг, навсякъде тази тераса е много добре засебена, включително и в Румъния. Причината е непрекъснатото издигане на този участък като част от

Северобългарското подуване (Лудогорско) и формиране на румънска територия в него на т.н. коридор на Бурнас. В началото на този коридор тази тераса може да се види при гр. Гюргево и на изток в устието на р. Арджеш, аналогично и на българска територия. На румънска територия, даже в основата на заливната тераса, се наблюдава и горнището на романските (Piachenzian) отложения, последвани от долноплейстоценски (Calabrian), разкриващи се по северния и южния откос на този надлъжен рид, успореден на р. Дунав. Този издигащ се рид реално спира всички потоци, които идват от север и ги принуждава да се насочват на изток към р. Арджеш.

Литература:

1. А с е е в, А. 1985. Геоморфология четвъртичного периода. В: XI конгрес И НК В А и то ги и п и р с п е к т и в и, М., Изд. „Наука“ с. 137-153.
2. А т а н а с о в, А., С т. Б о г д а н о в, Х р. Д а ч е в., 1971. Мизийска плоча. Тектонски строеж на България. ДИ „Техника“, 138-204.
3. А л а д ж о в а - Х р и с ч е в а, К., Л. Н е д я л к о в а, Ц. Ц а н к о в. 1991. Литостратиграфия и деформации палеогеновых отложеннй в западной и средней части Предбалканья и Стара-планины. — *Geologica Bale.*, 21, 6, p. 49—90.
4. А л е к с е е в, М. Н., А. А. Ч и с т я к о в, Ф. А. Щ е р б а к о в. 1986. Четвертичная геология материковых окраин. М., Изд. „Недра“. 243.
5. А т а н а с о в, Г., П о п о в, Н., Т р а ш л и е в, С., К о ю м д ж и е в а, Е., Г о р а н о в, А., & Д а н о в, Д. 1971. Литолого-стратиграфска и фаціальна характеристика на сармата в Плевенско. Год. СУ, Геол.-геогр. фак, 63, 191-216.
6. Б о к о в, П., Д е н ч е в а Ц в. 1984. Палеогеоморфология на Ломската депресия към края на къснокридната и през палеоценското епоха и газоносна перспективност. Нефтена и въглищна геология, 20, 25-37.
7. Б о к о в, П., Н. В и т а н о в а, И. М о н а х о в. 1978. Геологическите карти Северной Болгарии по горизонталным срезам. *Geologica balcanica*, 8, 4. 79-86.
8. Б е р е г о в, Р. 1940. Плиоценът в Ломско. Сп. БГД, т. XI, кн. 1, София.
9. Б о к о в, П. 1968. Геологическое строение и нефтегазонасность Ломской депрессии (Северная Болгария). Дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-минер. наук.
10. Б о к о в, П., Т. В а с и л е в а, 1989. Структурно-тектонические особенности Северо-Западной Болгарии, *Geol. balcanica*, 19, 2, p. 3-20.
11. Б о н ч е в, С. 1938. Геоложка карта на България в М 1:126000. листове: Брегово, Видин, Лом, Оряхово. София.
12. Б о н ч е в, С. 1923. Геология на Тимошката крайнина. Сп. Бълг. природоизпит. д-во, 10, с. 1-20.
13. В а п ц а р о в а, А. 1988. Литология триасовых пород в Северной Болгарии и связанные с ними микрофаии (по данным бурения). *Geologica Balcanica*; 18., 5., 3-32.
14. В а п ц а р о в, И., Д. С т о и л о в. 1969. Плио-плейстоценският етап от развитието на релефа и неговото място при образуването на разсипното златно находище в горното поречие на р. Огоста. Из. на БГД., IX, 27-35.
15. В е л е в, В., Т. Н е н о в, С в. П о п о в, С. Й о в ч е в. 1988. Основные черты неотектонического развития и особенности глубинного геологического строения Мизийской платформы между реками Арчар и Осым. *Geologica balcanica*, 18, 6. Sofia, 79-91
16. В а п ц а р о в, И. 1964. Неотектоника на северния склон на Родопите между Асеновград и с. Сусам, Хасковско, с прилежащата му част от Тракийската низина. БАН, Изв. Геогр. и-т, т VIII, С. с. 61-76.
17. Г ъ л ъ б о в, Ж., К. М и ш е в. 1963. Тектонски деформации на плиоценските повърхнини на северната ограда на Тракийската алувиална низина, западно от р. Стряма. БАН, Изв. Геогр. и-т, т. VI, с. 49-71.
18. Д о л е н к о, Г. Н. 1976. Развитие нефтегазоносных провинций в свете тектоники литосферных плит. Геол. журн., (3), с. 19-27.
19. Е в л о г и е в, Й. 2006. Плейстоценът и холоценът в Дунавската равнина. Дисерт. дгн. ГИ, БАН. 263 с.
20. Е в л о г и е в, Й., В. Ш о п о в, Н. П о п о в. 1995. Сравнителни геоморфоложки и биостратиграфски изследвания на кватернерните континентални наслаги в Централна Северна България. Сп. БГД, т. 56, с. 47-55.
21. З у б а к о в, В. А. 1986. Глобалните климатически събития плейстоцена. *Гидрометеоздат*; с. 287.
22. К о л а л о н г о, М. Л., П а с и н и Дж., Р а ф ф и С., Р и о Д., С а р т о н и С., С п р о в и е р и Р. 1984. Биохронология морского плиоцена и нижнего плейстоцена Италии, в: Четвертичная геология и геоморфология: Секция С.03, доклады т. 3, изд. Наука, М. с. 49-57.
23. К о ю м д ж и е в а, Е., П о п о в, Н. 1966. Основни линии на палеогеографската еволюция на Северозападна България през неогена. - Сп. Бълг. геол. д-во, 27, 3: 313-316.
24. К о ю м д ж и е в а, Е., С т а н ч е в а, М., Д и к о в а, П. 1982. Опорни профили по сондажи на неогена от Северозападна България. - Палеонт., стратигр. и литол., 16: 49-60.
25. К о ю м д ж и е в а, Е., Н. П о п о в. 1988. Литостратиграфия на неогенските седименти в Северозападна България. Палеонтология, стратиграфия и литология. кн. 25, БАН, С. с. 3-26.
26. М а н е в, Г., В. В у т к о в, С т о я н о в. 1989. Структурно-механични и реологични свойства на глините от покриващите комплекси на Ломския въглищен басейн. В кн.: Геология и полезни изкопаеми на Северозападна България. Д.И. "Техника", С., с. 179-186.

27. Минков, М. 1960. Лъсът и лъсовидните седименти между реките Скомя и Огоста. Труд. върху геологията на България, серия Стратиграфия и тектоника, кн. I, БАН, С. с. 249-294.
28. Михайлов, Ц. 1969. Лъсовата покривка на речните тераси в Българските крайдунавски низини. Изв. на БГД, кн. IX, 65-75.
29. Михайлов, Ц., 1966. Геоморфология на Дунавските тераси в Побрежието. Изв. БГД, кн. VI, 47-60.
30. Михайлов, Ц. 1961. Лъсът и лъсовидните образувания между долините на Огоста и Искър. Изв. на БГД, кн. V, 37-79.
31. Мишев, К., И. Вапцаров. 1984. Вилафранкският етап в България: палеогеоморфоложки и морфотектонски проблеми. Изв. БГД, т. XXXII, Наука и изкуство, София, 9-18.
32. Мишев, К. 1959. Геоморфоложки изследвания на Дунавската хълмиста равнина между реките Видбол и Огоста. Изв. Геогр. и-т, с. 27-83.
33. Мишев, К., Вапцаров И. 1968. Върху някои особености от еволюцията на релефа през плио-плейстоцена по данни от Средния Предбалкан. Из. БГД, БАН, 3, 7-20.
34. Недялкова, Л., С. Даракчиева. 1994. Относно присъствието на Опанецката свита между Луковит и с. Тодоричане, Ловешко. БАН, Палеонтология, стратиграфия и литология, 30, София, 37-41.
35. Попов, Н., Христанова, М., Бецов, М. 1961. Върху присъствието на долен меот по долината на р. Огоста. – Сп. Бълг. геол. д-во, 22, 3: 287-292.
36. Ронаи, А., 1984. Основы четвертичной стратиграфии Паннонского бассейна, в: Четвертичная геология и геоморфология: Секция С.03, доклады т. 3, изд. Наука, М. с. 32-36
37. Старовойтов, А., М. Иванов, Л. Кулъницкий, А. Мусатов, В. Калинин. 1990. Строение и история формирования подводного конуса выноса Дуная. В: Геологическая эволюция западной части Черноморской котловины в неоген-четвертичное время, изд. БАН, София, с. 610-617.
38. Стойков, С. 1960. Плиоценът във Видинско и Кулско. Сп. на БГД, кн. I, с. 28-37.
39. Яранов, Д. 1960. Тектоника на България. ДИ "Техника", с. 262.
40. Vandrabur, T. 1963, Contribuții la cunoașterea geologiei și hidrogeologiei depozitelor cuaternare din bazinul Sf. Gheorghe. Dări de Seamă ale Ședințelor Comitetului. Geologic, L (2): 415-431.
41. Vandrabur, T. 1971, Itinerary: Brașov-Coșeni-Sf. Gheorghe-Malnaș-Bicsad-Tușnad-Brașov. Guidebook for excursion Prahova Valley - Brașov Basin, INQUA, 26-29.
42. Enciu, P., R. Macalet, I. Patrutofu, V. Macalet. 1990. Contribution to the knowledge of Pliocene formations in the South Oltenia plain (Saraceaua-Desnatui-Jiu interfluvium) Rom, J., Stratigraphy. 76, p. 99-104. Bucharest.
43. Enciu, P., I. Andreescu, 1987. Stratigraphy of the Pliocene-Pleistocene deposits in the southwestern part of the Dacic Basin. D. S. Inst. Geol., Geofiz., 74/4, E/6 p. 141-156. Bucurest.
44. Evlogiev, J. and Enciu P., 2001. Lithostratigraphic correlation of the geomorphological forms in Central North Bulgaria and South Romania. Geologica Balcanica, 30 (3-4), 3-9.
45. Gilbert, G. K. 1890. Lake Bonneville. United States Geological Survey Monograph 1, 375p.
46. Kojumdjieva, E., Попов, N. 1989. Paléogéographie et évolution géodynamique de la Bulgarie Septentrionale au Néogène. – Geol. Balcanica, 19, 1: 73-92.
47. Kretzoi, M., M. Pécsi, 1979. Pliocene and Pleistocene Development and Chronology of the Pannonian Basin. — Acta Geol. Acad. Sei. Hung. 23. pp.3-33
48. Liteanu, E. 1955. Fauna deciana de la Zdvdu. Acad. R.P.R., st. Sect. geol., geogr., t. VII, Bucuresti, p. 763-768.
49. Mankinen, E. and Dalrymple, G., 1979. Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 m.y. B. P. Journal of Geophysical Research 84: doi: 10.1029/JGRE0000840000B2000615000001. issn: 0148-0227.
50. Mankinen, E.A. and Dalrymple, G.B., 1979, Revised Geomagnetic Polarity Time Scale for the Interval 0-5 m.y. B.P.: Journal of Geophysical Research, v. 84, no. B2, p. 615-626.
51. Motas, C., L. Tomescu. 1983. L'avant-fosse carpathique roumaine. Evolution et contenu, An. Inst. Geol. Geofiz., 60, pp. 147-158.
52. Nikolov, I. 1965 Neue Funde pliozäner und pleistozäner Säugetier-fauna aus dem Gebiet von Bjala Slatina. Trud. Vrh. Geol. Bulg., Paleont., 7: 225-259, 2 f., 1 tab., 9 pl., Sofia (en bulgare, resume en allemand).
53. Pana, I., C. Enache, I. Andreescu, 1981. Fauna de molusle a depozitelor cu lignite din Oletenia, I.P.Oletenia Craiova, 276 p.
54. Paraschiv, D. 1983. Stages in the Moesian Platform history, An. Inst. Geol., Geofiz., 60, pp. 178-198.
55. Ros, D. A., Y. P. Neprochnov et al., 1978. Initial report of the Deep Sea Drilling Project., v. 42, part. 2; p. 1244.
56. Russell, I. C. 1883. Geological history of Lake Lahontan, United States Geological Survey Monograph 11, 288p.
57. Schoverth, E., T. Vandrabur, 1963. Data noi asupra Pliocenului din zona Gura Jiuful. Com. Geol., Inst. Geol., Sl. tehn. econ., Bucuresti, p.63-70
58. Stancheva, M. 1985. Zonation of the Pontian in Northern Bulgaria on Ostracod Fauna. — Geologica Balc., 15, 2, 97-103.
59. Zagtwin, W. H. & Doppert J. W. Chr., 1978 Upper Genozoic of the Southern North Sea Basin: Palaeoclimatic and Palaeogeographic evolution. Geol. Mijnbouw 57: 577-588.