

ГОДИШНИК НА СОФИЙСКИЯ УНИВЕРСИТЕТ „СВ. КЛИМЕНТ ОХРИДСКИ“
ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФСКИ ФАКУЛТЕТ
Книга 1 – ГЕОЛОГИЯ
Том 102

ANNUAIRE DE L'UNIVERSITE DE SOFIA "ST. KLIMENT OHRIDSKI"
FACULTE DE GEOLOGIE ET GEOGRAPHIE
Livre 1 – GEOLOGIE
Tome 102

ПРЕДВАРИТЕЛНИ ДАННИ ЗА ФОРМИРАНЕТО И ЕВОЛЮЦИЯТА НА КАРЛОВСКИЯ БАСЕЙН

ДИАН ВАНГЕЛОВ¹, ЯНКО ГЕРДЖИКОВ¹, КАМЕН БОНЕВ²,
СВЕТОСЛАВ НИКОЛОВ³

¹ *Софийски университет „Св. Климент Охридски“, e-mail: dedo@gea.uni-sofia.bg*

² *Earth Sciences Hazard Group*

³ *ESRI Bulgaria*

Dian Vangelov, Yanko Gerdjikov, Kamen Bonev, Svetoslav Nikolov. PRELIMINARY DATA OF
THE KARLOVO BASIN FORMATION AND EVOLUTION

The Karlovo basin is a part of the so-called “Sub-Balkan Graben System”. This basin system, situated along the Balkan Mnts southern slopes, marks the northern boundary of the North Aegean Extensional Zone and is interpreted as formed in the frames of the “long-lived”, deep-penetrating Back-Balkan fault zone (lineament).

The basins shape, orientation, sedimentary-fill and timing of formation do not allow explaining them as formed along one fault system, especially keeping in mind the synchronous Botevgrad, Sofia and Thracian valley basins, part of the same system. Their “graben” characteristics are not entirely correct also. Most of them show features of pull-apart, strike-slip or transtensional array basins, dominated by dextral displacement, inherited Upper Cretaceous and Paleogene basins or demonstrating only Pliocene-Quaternary (Quaternary) development.

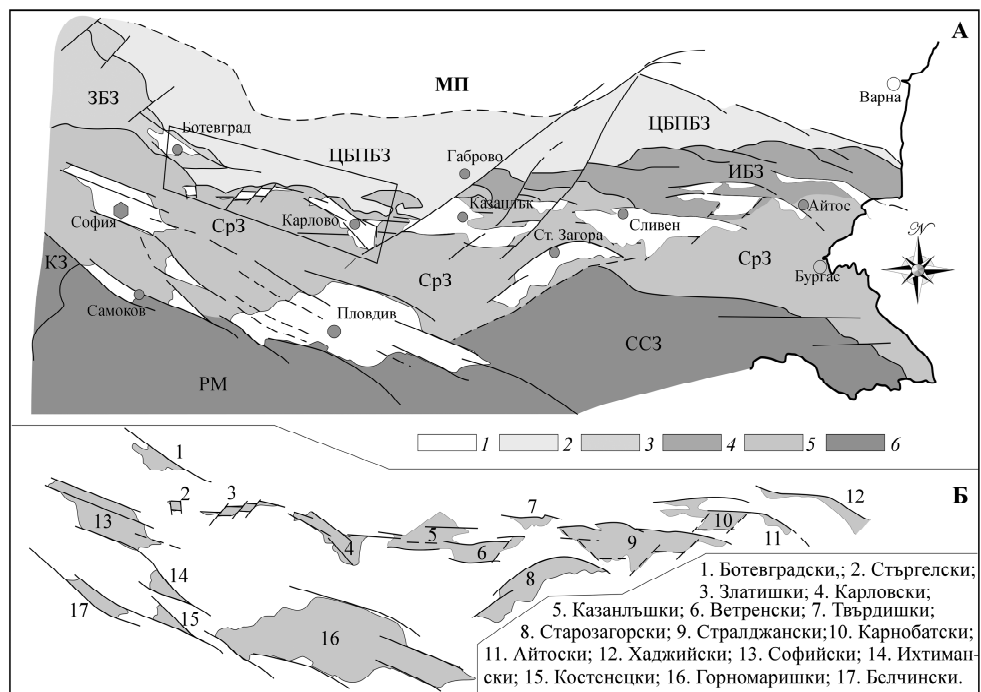
The Karlovo basin’s sedimentary fill indicates at least two phases of deposition. The Pliocene dextral pull-apart Sopot subbasin has developed in the KB western part. It shows features of local, closed depocenter, infilled mainly by fine-grained clastic, mudstone or coal-bearing deposits. The basal and topmost parts of the sequences are coarse-grained, containing clasts only from Srednogorie zone Premezozoic basement. The Quaternary evolution has related to normal faulting, brittle exhumation, shifting the depocenter eastward and the accommodation space expanding. Deposition of only alluvial and fluvial sediments occurred mainly along the more active basin northern board and the drainage system emptying toward Upper Thracian basin.

The basin northern board (Sopot normal fault) in most cases coincides with the preexisting Late and Early Alpine fault plains and together with the master faults, controlling the other basins, located along the Stara planina Mnt southern slopes, mark most likely the prolongation of the Moesian platform beneath the thrust belt and paraautochthonous Central Balkan-Fore Balkan zone.

Key words: Sub-Balkan graben system, Karlovo basin, neotectonics, tectonic geomorphology.

Карловският басейн (КБ) е част от т.нар. Задбалканска грабенова система, формирана по протежението на „Задбалканския дълбочинен разлом“ (Бончев, 1961, 1964, 1986; Бончев, Карагюлева, 1961; Hochstetter, 1872; Николов, Радев, 1927; Яранов, 1960; Йорданов и др., 1965; Чунев и др., 1966; Мишев, 1971; Куйкин и др., 1971, 1974; Миланов и др., 1971; Бакиров и др., 1984; Ангелова и др., 1991 и др.). В по-ново време Tsankov et al., 1996 и Roy et al., 1996, описват тази басейнова система като „Sub-Balkan Graben System“, като част от Северноегейската екстензионна зона (СЕЕЗ). Ж. Иванов (1988) обединява всички басейни с неоген-кватернерна възраст на юг от Балканидната челна линия (или върху алохтона на Балканидите) под наименованието „Посткомпресионни наложени понижения“, което с допълнението, че са част от СЕЕЗ, е най-коректно и представително за цялата басейнова система.

Развитието и разпространението на тази басейнова система трудно може да се обясни с проявата на само едно тектонско събитие, тъй като част от тези басейни унаследяват горнокредни (Софийски басейн), палеогенски (Казанлъшки, Ветренски, Твърдишки, Стралджански басейни) или са формирани през плиоцен-кватернерно време (Стъргелски, Златишки, Клисурски, Карловски, Карнобатски, Айтоски, Хаджийски басейни). В случая не трябва се разглеждат само басейните, разположени по южните склонове на Стара планина, а и тези, които са част от същата система, включващи Ботевградския и тези от водо-



сборния басейн на р. Марица, които макар и с по-особена позиция и характеристики, са свързани със задбалканските (фиг. 1, 1а).

Механизмът на формиране на басейните също не може да се обясни еднозначно, тъй като всеки от тях притежава специфични характеристики. Общото между тях е, че формирането им е доминирано от дясноотседна тектоника (с изключение на Златишкия и донякъде на Казанлъшкия и Карловския), без да се изключват и разседните движения, поне през определен етап от развитието им.

Различната форма и седиментен пълнеж, ориентацията на главните контролиращи разломи и времето на формиране, не дават основание за съществуването на „дългоживуща“ разломна система като Задбалканския дълбочинен разлом, която да е в основата на формирането на басейновата система. По-скоро би трябвало да се предполага реактивация на разломни системи, свързани с ранно- и късноалпийската еволюция на региона. Влиянието на по-късно наложените екстензионни системи, компенсационните структури на южния ръб на Мизийската платформа под алохтона на Балканидите, ротацията на блокове, ограничени от първоразредни тектонски структури, също трябва да се има предвид.

Карловският басейн по своите характеристики е типичен представител на тази система, при това с особености, които обясняват до голяма степен спецификата на нейната еволюция. В представения по-долу анализ, базиран на теренни данни, обработка на сателитни изображения, нови данни за тектонската геоморфология на района, интерпретация на геоложки карти и публикувана информация за района и съседни области, ще бъде направена характеристика на строежа, границите, седиментния пълнеж и еволюцията на басейна.

←

Фиг. 1. Схема на разположението на част от неоген-кватернерните басейни спрямо първоразредните тектонски единици и техните граници на територията на България (по Ж. Иванов, 1988)

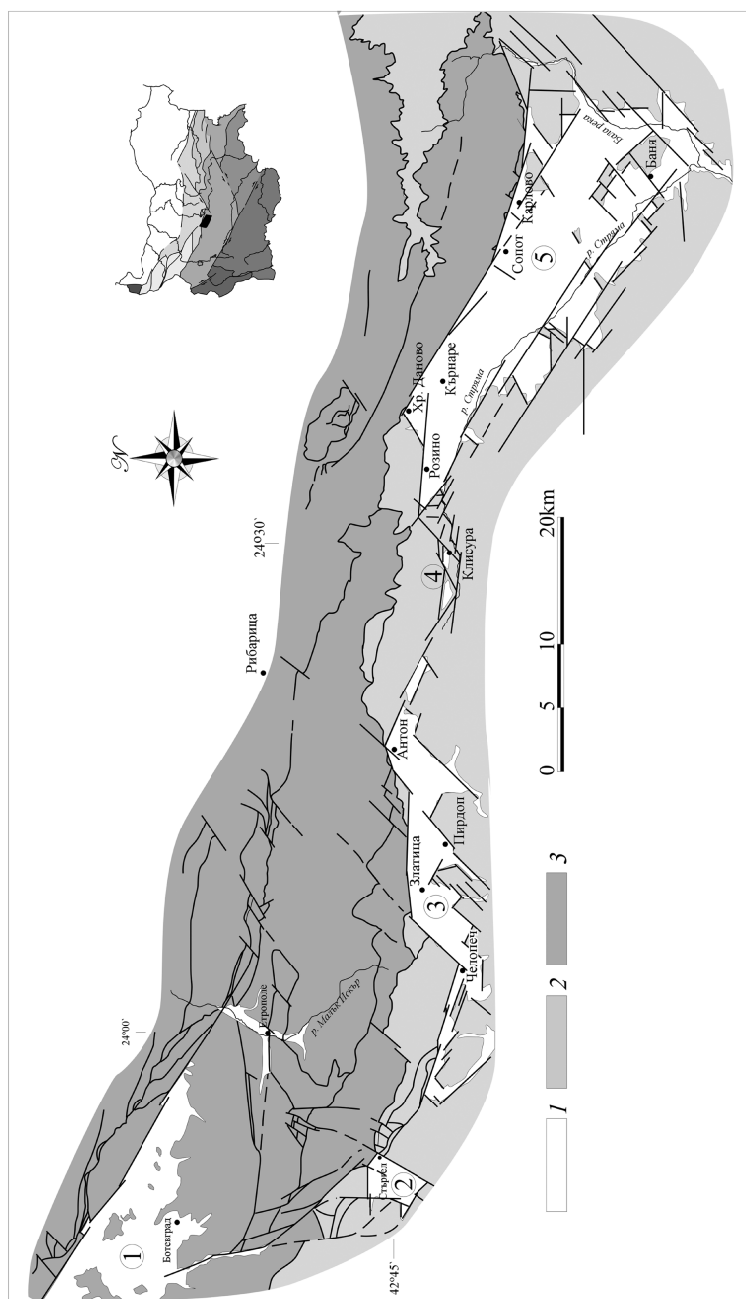
А: 1 – Мизийска платформа (МП); 2 – Централнобалканска-Предбалканска зона (ЦБПБЗ); 3 – Западнoбалканска зона (ЗБЗ); 4 – Източнoбалканска зона (ИБЗ); 5 – Средногорска зона (СрЗ); 6 – Вътрешни зони на Балканидите – Сакар-Странджанска зона (ССЗ), Краищенска зона (КЗ) и Родопски масов РМ).

Б: Схема на разположението на неоген-кватернерните басейни

Fig. 1. Position of the Neogene-Quaternary basins on the background of the first-order tectonic units and fault zones on the territory of Bulgaria (after Z. Ivanov, 1988).

A: 1 – Moesian Platform (MP); 2 – Central Balkan-Fore Balkan zone (ЦБПБЗ); 3 – Westbalkan zone (ЗБЗ); 4 – Eastbalkan zone (ИБЗ); 5 – Srednogorie zone (СрЗ); 6 – Internal zones of the Balkanides – Sakar-Strandza zone (ССЗ), Kraiste zone (КЗ) и Rhodope massif PM).

B: Position and shape of the Neogene-Quaternary basins. Inlet: 1. Botevgrad b.; 2. Sturgel b.; 3. Zlatitsa b.; 4. Karlovo b.; 5. Kazanluk b.; 6. Vetren b.; 7. Tvatditsa b.; 8. St. Zagora b.; 9. Straldza b.; 10. Karnobat b.; 11. Aytos b.; 12. Hadziyski b.; 13. Sofia b.; 14. Ihtiman b.; 15. Kostenets b.; 16. Upper Maritsa b.; 17. Belchin b



Фиг. 1а. Схема на разположението на неоген-кватернерните басейни в изследвания район спрямо по-главните разломни структури, установени в подложката.

1 – неоген-кватернерни басейни; 2 – Средногорска тектонска зона; 3 – Западнобалканска и Централнобалканска-Предбалканска тектонска зона. Неоген-кватернерни басейни: 1. Ботевградски; 2. Стурелски; 3. Златишки; 4. Клисурски; 5. Карловски

Fig. 1a. Neogene-Quaternary basins in the studied area and the major fault systems, established in the basement.

1 – Neogene-Quaternary basins; 2 – Srednogie zone; 3 – Central Balkan-Fore Balkan zone and Westbalkan zone. Neogene-Quaternary basins: 1. Botevgrad b.; 2. Sturzel b.; 3. Zlatitsa b.; 4. Klisura b.; 5. Karlovo

ГРАНИЦИ И СТРОЕЖ НА КАРЛОВСКИЯ БАСЕЙН

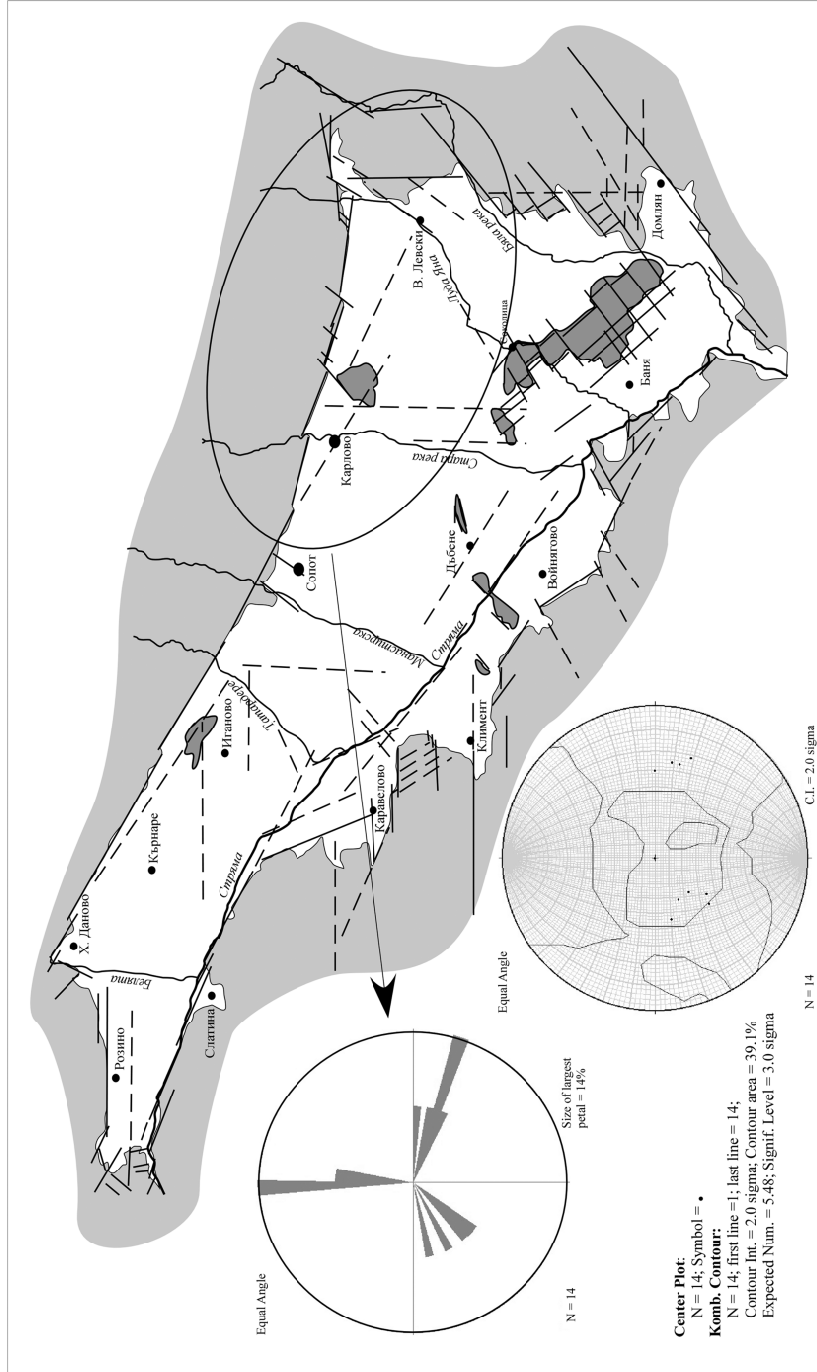
Карловският басейн, както и повечето от басейните от СБГС, е характеризан като едностранен грабен, формиран чрез пропадане по южното крило на „Задбалканския разседен сноп“ (Ангелова и др., 1991), което оформя северния борд на басейна. Според същите автори, другите бордове на басейна, въпреки неговият „асиметричен характер“, също са оформени от разседни нарушения, макар и с по-малка амплитуда, време на проява и ориентация. Теренните данни и интерпретацията на публикуваните данни показват, че характера на границите, последователността на тяхното развитие и влиянието им върху формирането на депоцентъра и седиментационните системи е доста по-сложно.

Северната граница на басейна в участъка от с. Хр. Даново до източно от гр. Сопот (наречена с работното наименование Сопотски разсед) е с ориентация $\sim 120^\circ$ и морфоложки много добре изразена. Фрагменти от този разлом със същата ориентация могат да се наблюдават при кв. Анево и Сушица на гр. Карлово, при с. Куртово и северно от с. Горни Домлян, но в рамките на басейна. На изток от гр. Карлово до долината на р. Бяла разседите, които оформят северният борд на басейна, променят своята ориентация до почти 90° (фиг. 2, 3; Табл. I, сн. 1, 2). И в двата участъка освен много ясно изразената разседна компонента по страната на разломната повърхнина, се установяват и критерии за дясноотседно придвижване, предхождащо разседното, както и (особено в източната част) нарушения с неясна кинематика, но предполагаемо лявоотседна. Като фрагмент от тази граница трябва да се характеризира и участъка между селата Хр. Даново и Розино, където тази граница също е със запад-източна посока, както в района между реките Стара и Бяла, на което би трябвало да се обърне по голямо внимание при интерпретацията на басейновата еволюция.

Югозападният борд е основно ориентиран по разломна система с ориентация 110° в северозападния сектор, до 150° на югоизток, с основно разседна и слабоизразена, но установима дясноотседна кинематика, описана от Куйкин и др. (1971) като Стрямски разлом. Тя е усложнена от две разседни системи с ориентировка $20-50-210-240^\circ$ и пропадане на северозападните крила и почти изток-запад ориентирана с пропадане основно на северните крила, които усложняват неговата конфигурация. Този борд е усложнен като морфология и от процесите на ерозия и развитието на алувиални системи в началните етапи от развитието му. Подобна е и картината в западната част на басейна, където комбинацията от тези разломни системи е усложнена с проявата на още една север-южна (фиг. 4; Табл. II, III).

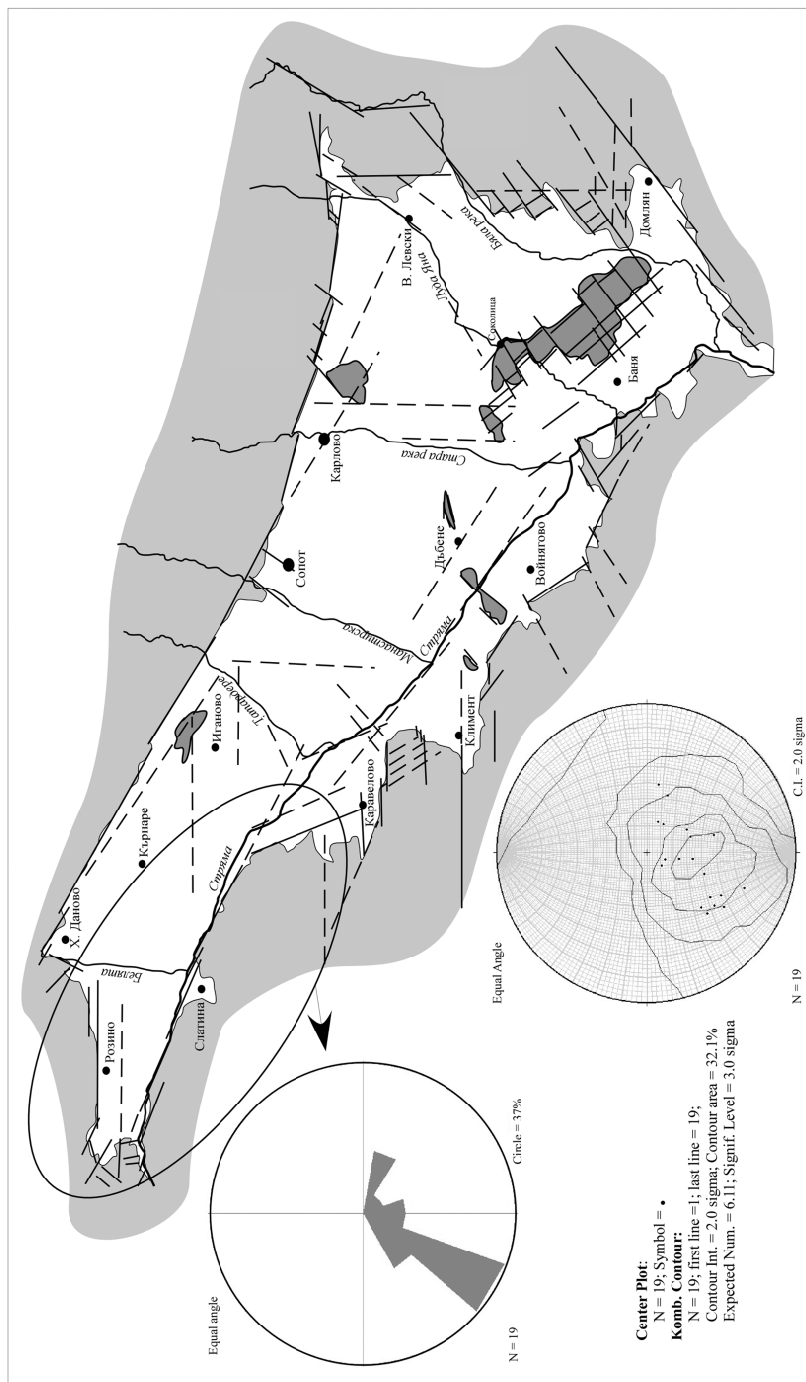
Източният борд на басейна определено се характеризира с комбинация от доминиращата лявоотседна, по-стара система на Янтренската зона и по-ясно изразената север-южна разседна система (пропадане на западното крило). В североизточната част на басейна като допълнителна система се налага и продължението на Сопотския разсед, при това с промяна на основната ориентация от 120° (която също е запазена) до почти 90° (фиг. 3), а в югоизточната се установява влияние на Стрямската система, но с промяна в ориентацията на отделните структури от 110° до $150-160^\circ$ (фиг. 5; Табл. IV, сн. 1, 2).

Тези характеристики на границите на басейна са свързани основно с късните етапи от неговото развитие. В много отношения те са контролирани или са



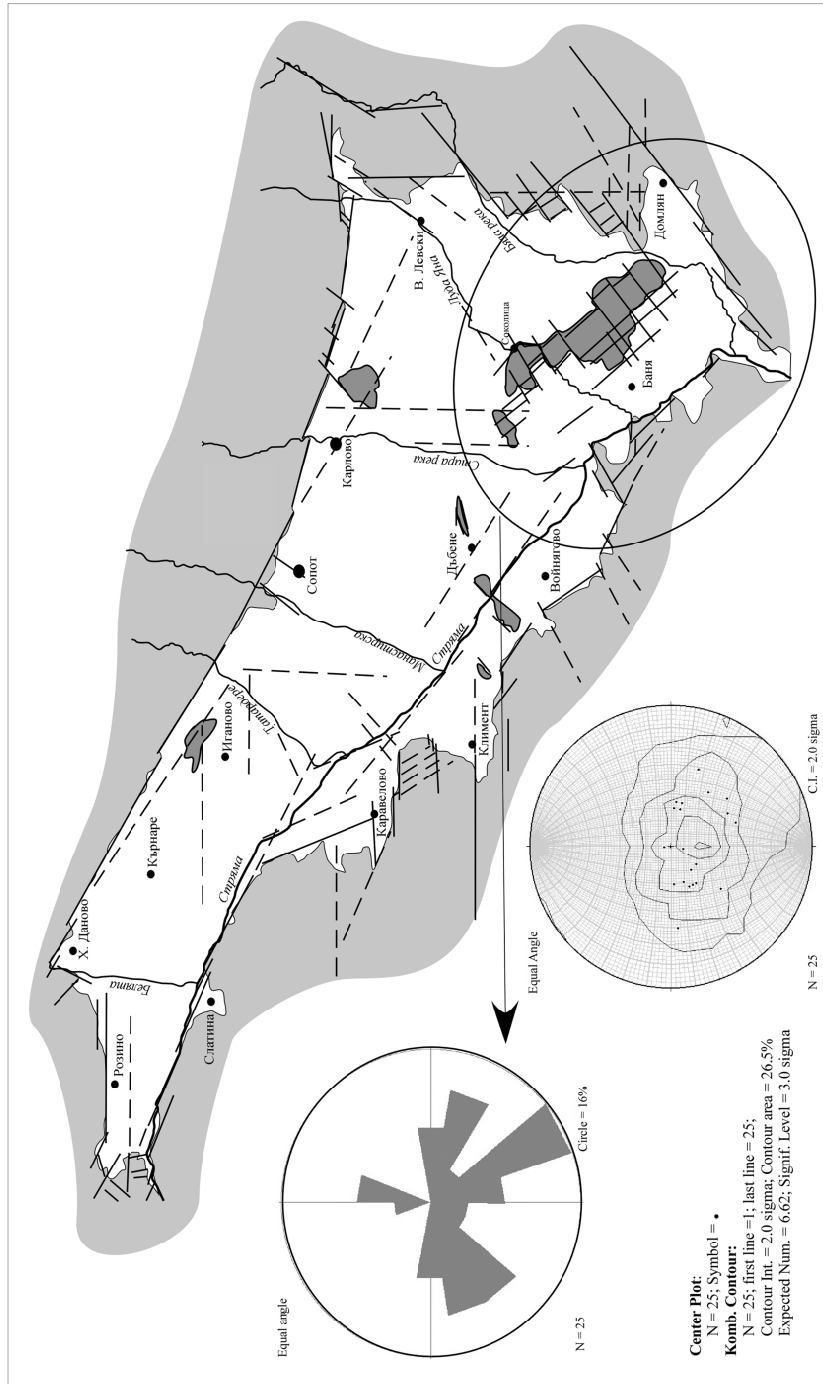
Фиг. 3. Стереографски диаграми на полевите измервания от североизточния фрагмент на Карловския басейн, мрежа на Шмид, долна полусфера. Използвани са данни за посоката и наклона на разломите

Fig. 3. Stereographic projection of field data and computed data inversion of the Karlovo basin boundary NE fragment, Schmidt net, lower hemisphere. Fault planes dip and strike were used



Фиг. 4. Стереоплот диаграми на полевите измервания на югозападния фрагмент от границата на Карловския басейн, мрежа на Шмид, долна полусфера. Използвани са данни за посоката и наклона на разломите

Fig. 4. Stereoplot of field data and computed data inversion of the Karlovo basin boundary SW fragment, Schmidt net, lower hemisphere. Fault planes dip and strike were used



Фиг. 5. Стереоплот диаграми на полевите измервания на югоизточния фрагмент от границата на Карловския басейн, мрежа на Шмид, долна полусфера. Използвани са данни за посоката и наклона на разломите

Fig. 5. Stereoplot of field data and computed data inversion of the Karlovo basin boundary SE fragment, Schmidt net, lower hemisphere. Fault planes dip and strike were used

резултат на реактивация на по-стари структури с различна кинематика, което се нуждае от допълнителни изследвания, особено при характеристика на разпределението на полетата на напреженията и създаване на тектонски модел на басейна.

Формата на Карловския басейн, ориентацията на главните разломни системи, разпределението на седиментния пълнеж, положението на т.нар. вътрешнокотловинни възвишения (*push-up blocks*) според геоморфоложката терминология (СЗ от с. Иганово, И от гр. Карлово, между селата Соколица и Бегунци, около с. Дъбене), както и еволюцията на басейна, дават основание в неговия обем да бъдат обособени две части – Сопотска и Лудоянска, свързани съответно с плиоценското и кватернерното му развитие. Тази подялба, предложена от Ангелова и др. (1991), има логично обяснение и е много важна при интерпретацията на басейновата еволюция, макар и бегло спомената при въвеждането.

ЛИТОСТРАТИГРАФСКА ХАРАКТЕРИСТИКА НА СЕДИМЕНТИТЕ В КАРЛОВСКИЯ БАСЕЙН

Литостратиграфската подялба на плиоцен-кватернерните седименти от басейна се базира главно на сондажни данни, чиято мрежа е достатъчно представителна за характеристика на дебелината, разпространението и фациалната характеристика на седиментния пълнеж. Литостратиграфската схема, предложена от Ангелова и др. (1991), е обективна и приложима на базата на съществуващата информация и не е необходимо да бъде коригирана.

Общата дебелина на разреза варира от 2–3 до почти 400 m, като плиоценската част е с максимална дебелина 310 m. Описани са 4 литостратиграфски единици – Игановска свита, Московецки член на последната, Каравеловска свита и кватернерни отложения, обединени в неофициална единица поради логичното им фациално разнообразие.

Игановската свита, както и останалите плиоценски седименти, са установени само в Сопотската част на басейна, при това в разломно ограничен депозитър с характеристики на пул-апарт басейн. Свитата е представена основно от незакономерно (но почти циклично) редуване на сиво-синкави до зеленикави глини с прослойки от пясъчливи глини, неспоени, слабо сортирани пясъчници с глинест матрикс и гравийни до чакълни пясъчници, разкриващи се предимно в основата на разреза. Свитата се разполага с трансгресивна граница върху метаморфитите от домезозойската подложка на Средногорската зона и следва с бърз преход (на места рязка граница) към отложенията на Московецкия член. Възрастта ѝ е определена на (късномиоценско?) плиоценска, а максималната ѝ дебелина достига 250 m.

Московецкия член на Игановската свита обединява последователност от диатомитни пясъци и глини и въгленосни отложения (лигнитни въглища), маркиращи рязка смяна в утайконатрупването (липса на приток на теригенен материал). Те са разпространени предимно в централните части на Сопотския суббасейн. Долната им граница е рязка, а горната е описана като размивна (Ангелова и др., 1991), но предвид характера на седиментите на Каравеловска свита би трябвало да се разглежда по-скоро като ерозионна, тъй като

няма информация и индикации за прекъсване на седиментацията. Възрастта ѝ е плиоценска, а максималната дебелина достига 30 m.

Каравеловската свита е представена от полигенни, слабосортирани чакъли и чакълни пясъци, постепенно заместващи се нагоре в разреза от гарвийни до глинести пясъци и пясъчливи глини, като се наблюдава и редуване на основните компоненти, на места с цикличен характер. Долната и горната граница са ерозионни, възрастта е плиоценска а дебелината ѝ достига 70 m.

Кватернерните отложения, заемащи най-горната част от разреза, са представени от почти всички разновидности на алувиалните системи. Най-общо могат да се характеризират като незакономерно редуващи се и с бързи латерални изменения последователности от валунни и чакълни отложения с пясъчливо-глинест матрикс, до пясъци, глини и почвени отложения. Интересно е тяхното разпространение и дебелина. За разлика от плиоценските седименти, те се установяват в цялата площ на басейна, като дебелината им варира от 60 m южно от с. Хр. Даново, до 70–100 m южно от Сопот и Карлово, 40 m южно от гр. Баня, до 2–3 m в някои от терасите около южния борд на басейна. Възрастта им се приема за плио-плейстоцен и холоценска.

ФАЦИАЛНА ХАРАКТЕРИСТИКА НА НЕОГЕН-КВАТЕРНЕРНИТЕ ОТЛОЖЕНИЯ В КАРЛОВСКИЯ ГРАБЕН

Фациалната характеристика на затворени басейни с континентална седиментация може да бъде доста опростена при наличието само на данни от сондажи, или усложнена до модел на цял басейн, с всичките етапи на развитие и фациална зоналност, но само при добра разкритост на разреза.

В случая добрата разкритост липсва, но за сметка на това сондажната мрежа е достатъчна за относително подробна или поне обективна фациална характеристика на седиментните последователности. Подробните описания на разрезите и тяхната корелация позволява отделянето на няколко литостратиграфски единици и съответно интерпретация на техните макроскопски характеристики за установяване на условията за седиментонатрупване.

Отложенията на Игановската свита, с доминиращия глинест състав, индикират седиментация в затворен басейн с ниска хидродинамична среда и определено слаб приток на теригенен материал. Тези типични за езерни условия седименти се проследяват от неиздържани пластове глинести пясъчници, пясъци, гравийни пясъци, чакъли и конгломерати. Тяхното разпределение и в повечето случаи лещовидната им форма могат да се обяснят по следния начин:

- конгломератите и брекчоконгломератите от основата на разреза могат да се характеризират като типични континентални отложения, формирани вследствие на новосъздаденото акомодационно пространство и обилния приток на несортиран теригенен материал, причинен от активните екстензионни движения и краткия транспорт;

- налагането на глинеста седиментация в по-горните части на разреза (т.е. липсата на теригенен материал) може да се обясни с фрагментиране на бордовете на басейна (поредица от едностранни грабени, които се явяват капан за теригения материал) и в същото време разширяване на акомодационното пространство, при невъзможност за активен транспорт в депоцентъра, което

говори за слаба хидроенергийна среда и за затворен басейн с малка дълбочина. Запазването на основния литотип – глини, говори за компенсиране на тектонското потъване и скоростта на седиментация. Пачките от добре сортирани пясъци и чакъли, лещовидната им форма и главно текстурите, които се наблюдават в тях, показват, че те са или щормови (събитийни) отложения (когато са масивни и много ясно изклинват към депоцентъра), или индикират периоди на изплитняване и проградация на по-плитки фациса от добре сортирани седименти от бреговете на езерото (нискоъгълна коса слоестост, глинести драперии, дребномащабна троговидна и катереща се слоестост, изолирани ребра и др.);

- пачките от несортирани чакълни конгломерати, най-често безтекстурни и предимно с матриково поддържане, с ерозионна долна повърхнина и конвексна горна, могат да се интерпретират като части от конусни системи, развити предимно по бордовете на басейна (част от тях, при подбиране на сондажни профили, успоредни на басейновия борд, могат да се интерпретират като „виолин“ брекчи поради подмладяването им в северозападна посока и бързото изклинване на малки разстояния както в латерална, така и в посока към депоцентъра). В същото време тяхното присъствие в горните части на разреза на свитата може да се интерпретира като събитийна проява, но и като тенденция към изплитняване на басейна. Тази тенденция се потвърждава и от налагането на плитководни езерни утайки – глинести финозърнести пясъчници с дребномащабни, вълново-доминирани текстури (т.е. прибрежно езерен фацис) и от следващите седименти на Московецкия член на Игановската свита (въгленосна формация). Налагането на условия, позволяващи отлагането на въгленосни седименти и наличието на диатомити, говори за компенсация на басейна и налагането на по-плитки фациса, но без обилен приток на теригенен материал. Запазващата се тенденция на глинеста седиментация в комбинация с въглеобразуване, при това в рамките на целия депоцентър (в Сопотския суббасейн), говори за изпълване на началното акомодационно пространство, но и за липса на груботеригенен материал. Последното индикира липса на голямо превишение на оградните структури и на реки с висок ерозионен базис, малки дължини и определено относителна липса на тектонска активност в подхранващата провинция.

Наличието на диатомити между горното и долното въглищно ниво може да се обясни само с езерна или паралична обстановка. Тъй като морски седименти върху алохтона на Балканидите не са установени, то параличната обстановка се изключва и наличието на диатомити се оправдава само с езерната обстановка, още повече, че водорасловите и спрополеновите фосили индикират само езерни условия.

Наличието на въглища (лигнити), при това само в два участъка, говори за компенсация (запълване) на басейна, съкращаване на акумулативно пространство и изплитняване. Прослойките от диатомити, финозърнести глини и пясъчници показват, че заблацияването не е заемало цялата площ на басейна, а доминиращите глинести интервали в най-горната част на разреза индикират много слаб привнос на теригенен материал. Друга важна характеристика е разполагането на въглищния хоризонт в горната част на езерната секвенция, което е много важно за по-долу описаната характеристика на басейна като пул-апарт тип. Въгленостните формации най-често се разполагат в основата на разреза,

но при цикъла на Ридинг (Mitchel, Reading, 1978; Reading, 1980), характерен за отседните басейни, се разполага в централните части и бележи промяната от отседна към разседна тектоника (в случая трябва да се има предвид развитието на всички басейни от системата).

Каравеловската свита (горен плиоцен) се разполага с ерозионна граница над Московецкия член на Игановската свита и всичките ѝ характеристики индикират континентална, алувиално-пролувиална седиментация, въпреки сходният ѝ литоложки състав. Трябва да се отбележи преобладаването на по-груботеригенния материал и подчиненото присъствие на глинестите скали. Самите глинени се различават от отдолу лежащите по цвета – сиво-синкави и сиво-зеленикави в долния интервал, където имат ориентировка по пластовите повърхнини и по добре запазени ламини от слюда, докато в горната те са светлосиви, белезникави, с лещовидни сегрегати от натрошена и не винаги „подредена“ слюда. В първия случай става дума за глинести утайки в езерна обстановка, а във втория – за отлагане в междуруслови пространства, заливни тераси с по-активна хидроенергийна среда, но в континентални условия. Прави впечатление липсата на въглищни прослойки, ламини или овъглени растителни останки, което говори за кратък транспорт и субаерални условия. Корелацията на този интервал по сондажни данни не може да се направи. Подхранването най-вероятно е било подобно на съвременното, т.е. от многобройни реки с малък водосбор, но относително ефективни. В повечето конуси се установява асиметрия и подмладяване в западна посока или по-късно врязване предимно в западните части на конусите (десният бряг на реките). При всички положения по-фината гранулометрия в горната част на разреза (преобладаването на глините) и донякъде цикличният характер на последователностите, както и ерозионните долна и горна граница на единиците, дават основание тя да се интерпретира като самостоятелен цикъл от развитието на басейна, макар да е генетично свързана с отложенията на Игановска свита.

Характеристиките на кватернерните отложения в басейна не се отличават съществено от тези на Каравеловската свита, но е необходимо да се отбележи една закономерност в литологията на късовия състав. Почти всички груботеригенни скали в плиоценския интервал съдържат основно късове от средногорски гранити и метаморфити, много рядко от зеленошистните на ДФК и никакви от горнокредните варовици, конгломерати и вулканити, разкриващи се под алахтона на Старопланинския навлак. В същото време последните изобилстват в кватернерните отложения.

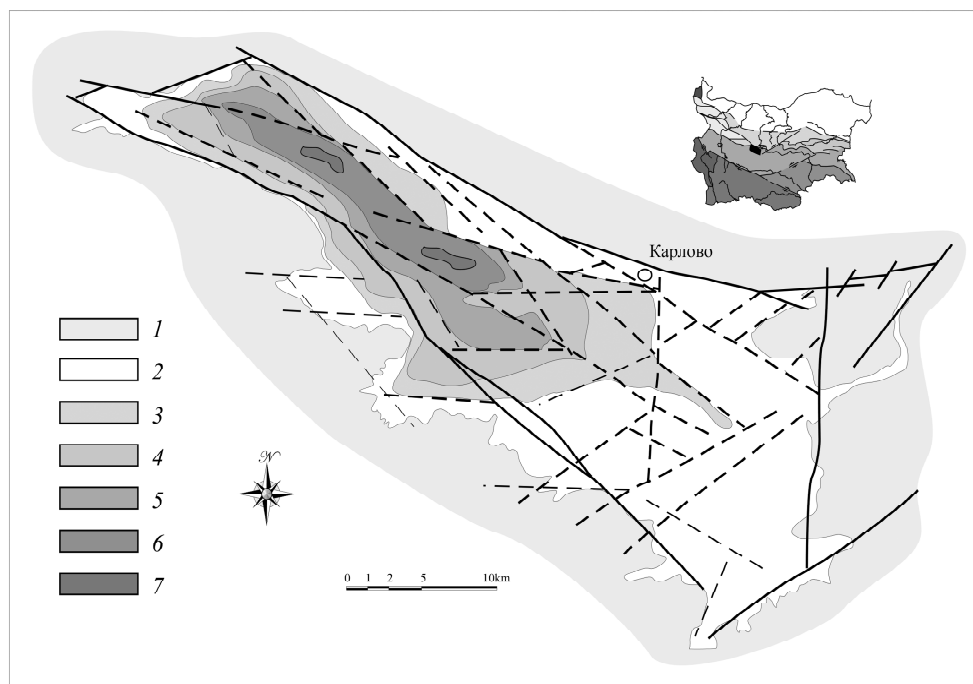
Това може да се интерпретира единствено с подхранване от алахтона на Старопланинския навлак, изграден от материали на домезозойската подложка на Средногорската зона. Интензивната катаклаза в тази зона ускорява ерозията. Най-вероятно тази ускорена ерозия е денудирала алахтона в по-голямата част от разкритията и по тази причина в наше време се наблюдават фрагменти от него само по северния ръб на басейна, като в същото време са запазени дебели последователности на запад и изток (ридовете Козница и Стражата).

В същото време метаморфозирани в зеленошистен фациес предимно глинести метаседименти, разположени се под горнокредните скали, са устойчиви на ерозия и оформят морфологията на южния склон на Стара планина по страната на фолиацията, много често само по едно и също ниво. По тази при-

чина по-голяма част от реките не могат да удълбочат ерозионния базис и образуват по долините си каскадни водопади. Случаите на дълбоко врязване, както е при р. Белята (с. Христо Даново), р. Джафардере (с. Карнаре), р. Кюфдере (с. Иганово), р. Манастирска (гр. Сопот), Стара река (гр. Карлово) и Бяла река (Калоферски манастир), се дължат най-вероятно на оперяващи разломни системи или на по-ранно развитие. Би могло да се каже, че те са формирани в участъците, където се променя ориентацията на главния разлом и се пресича от по-ясно проявена система от нарушения със север-южна ориентация.

Фациалната характеристика на седиментите от КБ може да се обобщи така:

- до голяма степен седиментният разрез в западните части на басейна може да се интерпретира като последователност от тип „цикъл на Рединг“ за отседен тип басейни, въпреки че основните разломи, оформящи акомодационното пространство на басейна, са разседни, което не противоречи на доминиращ отседен режим (фиг. 6);



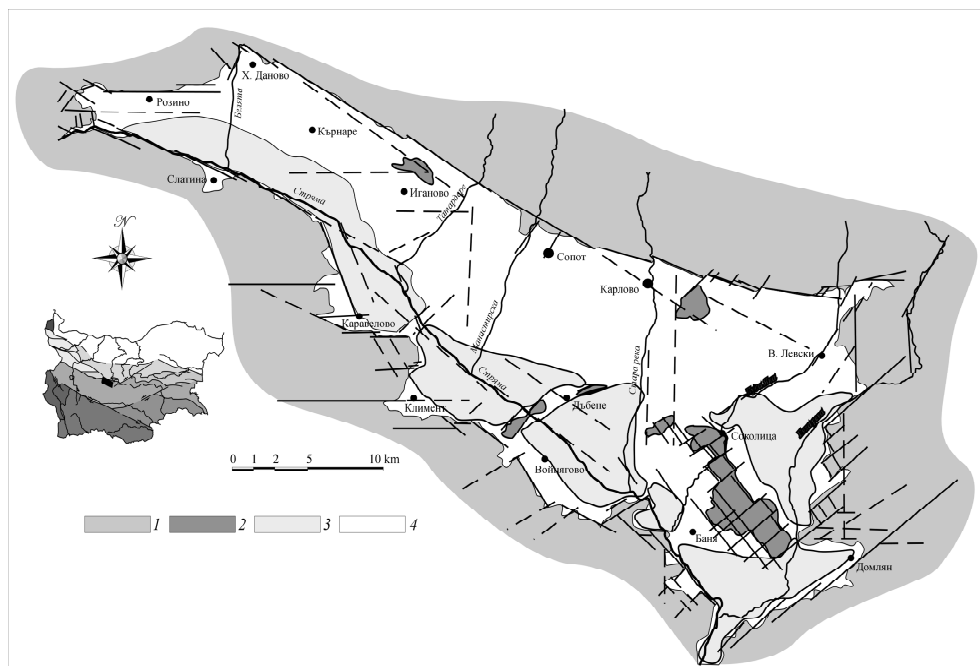
Фиг. 6. Схема на разпространението на неоген-кватернерните седименти според тяхната дебелина по сондажни данни. Ясно се очертава депоцентъра на Сопотския суббасейн.

1 – рамка на басейна; 2 – 0–50 m; 3 – 50–100 m; 4 – 100–150 m; 5 – 150–200 m;
6 – 200–300 m; 7 – над 300 m

Fig. 6. Distribution of the Neogene-Quaternary deposits thickness based on well data. The Sopot subbasin depocenter is well outlined.

1 – basement; 2 – 0–50 m; 3 – 50–100 m; 4 – 100–150 m; 5 – 150–200 m;
6 – 200–300 m; 7 – over 300 m

- в еволюцията на басейна могат да се отделят две (три) много ясно различни фациални системи – езерно-блатна и алувиална;
- основният депоцентър се оформя през ранния плиоцен и се изпълва с езерно-блатни отложения; през късния плиоцен и основно през кватернера се компенсира, но се увеличава акомодационното пространство, налага се алувиална седиментация и отток на водите към Горнотракийкия басейн. Не се наблюдават заблътвания, а формирането на тераси е ограничено (но ясно установимо по съвременните депоцентрове, фиг. 7), следователно притокут на теригенен материал е надвишавал тектонското потъване и е липсвало затворено пространство за акумулация. Отново се установява двуфазово развитие дори и в кватернерното развитие. Нивото на съвременните депоцентрове е едно и също, а дълбочината на връзване на равнините части на реките е почти идентична;



Фиг. 7. Схема на разположението на съвременните депоцентрове в рамките на Карловския басейн, свързани основно с алувиалните басейни на реките Стряма, Стара и Бяла
 1 – рамка на басейна; 2 – блокове от подложката, разкриващи се на повърхността;
 3 – съвременни депоцентрове (основно заливни тераси); 4 – алувиални и пролувиални конуси и шлейфове

Fig. 7. Distribution of the present-days depocenters in the frames of the Karlovo basin, related mainly with the alluvial basins of the rivers Stryama, Stara and Byala
 1 – basement; 2 – push-up blocks of the basement exposed on the surface; 3 – present-days depocenters (mainly flood terraces); 4 – alluvial and fluvial fans and ramps

- седиментацията в плиоценския период се е осъществявяла главно в западната „Сопотска“ част на басейна, докато в източната – „Лудоянска“, тя е започнала много по-късно и е само с алувиален характер. Акумулацията в него се извършва в последните етапи на развитие на басейна.

ЕВОЛЮЦИЯ НА КАРЛОВСКИЯ БАСЕЙН

Представените характеристики на басейна предполагат неговото минимум двуфазово развитие. Палеоценският етап от еволюцията, ограничен само в Сопотската част, се характеризира с формирането на безоточен, дясноотседен пул-апарт басейн. Формата и разположението на дълбоките части на басейна и рязката смяна в дебелината на седиментния пълнеж, явно контролирана от разломи, дават основание този суббасейн да се интерпретира като „лейзи-зет“ (Mann et al., 1983), т. е. формиран при дясноотседно придвижване (фиг. 6). Съвпадащите с „цикъла на Ридинг“ (Mitchel, Reading, 1978; Reading, 1980) седиментни последователности в депоцентъра също потвърждават отседния механизъм на формиране. За да се установи дали главните движения при възникването на басейна са свързани със системата на Стрямската зона или са в комбинация с други разломни зони в съседни области, са необходими допълнителни изследвания в по-регионален мащаб за установяване на разпределението на полетата на напреженията в целия регион.

Запазените части от алувиални системи при селата Климент, Каравелово. Слатина, Иганово също показват съществени различия от кватернерните – по-дълъг транспорт, добра заобленост на късовете, преобладаване на псамитната компонента (предимно от кварц и фелдшпат), бърза промяна в гранулометрията (към по-фина) в посока към депоцентъра. Като допълнителна характеристика на тези алувиални системи трябва да се добави, че те не са така ясно разломно предопределени като кватернерните и конусите им са разположени извън разломните граници на басейна или са контролирани от разломи в подложката, в рамките на акомодационното пространство, но извън депоцентъра.

Кватернерното развитие на басейна се характеризира с рязка смяна на седиментационната обстановка, контролирана главно от разседни нарушения по северния борд на басейна, но и такива, реактивиращи предполагаемо дясноотседната система на Стрямския разлом и лявоотседната на Янтренския, които заедно формират съвременните му граници. Формират се нови алувиални системи с подхранване предимно от северния борд на басейна, но с развитие и първоначална проградация към южния борд и изместен депоцентър южно от Сопот и Карлово, източно от плиоценския. Това се дължи на компенсацията на плиоценския басейн, на активните разседни движения и пропадане на висящото крило на Сопотския разсед, но и активация на антигетичните разломи по Стрямската зона и тази по източния борд. За съвременната активност на (поне западната част) на Сопотския разлом може да се съди по характеристиката на водосборните басейни на притоците на р. Стряма, посочените им индекси, повишаване на градиента на склона на алувиалните конуси и тяхната ретроградация към лежащия блок, връзването на речните долини в конусите и склона, *roll-under* огъването на старите „срязани конуси“ и тера-

си (особено източно от гр. Сопот). В крайна сметка развитието на алувиалната система довежда до формирането на самостоятелно развити или „слепени“ конуси и шлейфове, заемащи почти цялата площ на КБ, но и съвременните системи на реките Стряма, Белята, Стара, Луда Яна и Бяла, представени главно от надзаливни тераси, оформящи няколко депоцентъра (фиг. 7) по южния и източния борд на басейна, свързани със съвременното му развитие (но отново изместени спрямо предишните). Тези депоцентрове (алувиалните надзаливни тераси) са абсолютното заравнени, а връзването на реките в тях също потвърждава съвременната активност на северния борд.

ТЕКТОНСКА ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Геоморфоложките изследвания преставляват мощен инструмент, посредством който може да се определи нивото на тектонска активност в изследвания район. Методиката се базира на количествените измервания на редица геоморфни индекси (Bull, McFadden, 1977; Keller, Pinter, 1996; Burbank, Anderson, 2001), чието изучаване има за цел да оцени съвременната форма на релефа и да характеризира баланса между влиянието на тектониката и ерозията върху земните форми.

Реките са чувствителни на тектонските деформации, които водят до промени в надлъжният им профил и ерозионния им базис. По тази причина голяма част от анализа се свежда до генерирането на водосборите и оценка на тяхната геоморфология. Повечето от геоморфните индекси са свързани с параметри на водосборите. Това са: *Индекс дължина на склона/градиент на потока (SL)*, *Индекс на формата на речната долина (Vf)*, *Индекс на формата на дренажния басейн (Bs)*, *Индекс на хипсометричния интеграл (HI)* и *Индекс на фактора на асиметрия (Af)*. Съвременният анализ на тези индекси изисква съществуването на генериран цифров модел на релефа, отделени водосбори и речна система във векторен формат.

В типичните случаи активните разломи предопределят съществуването на ясно изразен релеф. По разломната повърхнина се оформя склоново стъпало, което отделя разломно-предопределения склон от заравнената и равнинна област, изградена от скалите на висящия блок. Това склоново стъпало се нарича планински фронт, а в случаите, когато лежащият блок не е високо изнесен, се използва термина топографски фронт. Формата на планинския фронт се характеризира посредством *Индекс на кривината на фронта (Smf)*. Съществуват и редица структури, които се асоциират с типични планински фронтове – фацети, ескарпи и алувиални конуси (фиг. 8).

Ясно е, че изчисляването на геоморфните индекси е трудоемка задача и затова досега не ни е известно те да са били прилагани при геоложко-геоморфоложки изследвания. В последните години се утвърди използването на географски информационни системи (ГИС) за комбиниран анализ на сателитни снимки и цифрови модели на релефа (ЦМР). Докато сателитните снимки са лесно достъпни (безплатни снимки с клетка 15 m са достъпни от програмите Landsat и Aster), то за България ЦМР са комерсиални, с цена недостъпна за научни проекти. Това наложи в настоящото изследване да се подходи чрез дигитализация на топографски карти в мащаби 1:50 000 и 1:25 000.

Фиг. 8. Илюстрация на морфологията и асоцииращите структури, свързани с планински фронтите при различна активност на контролиращия разлом (модифицирана по Burbank and Anderson, 2001)

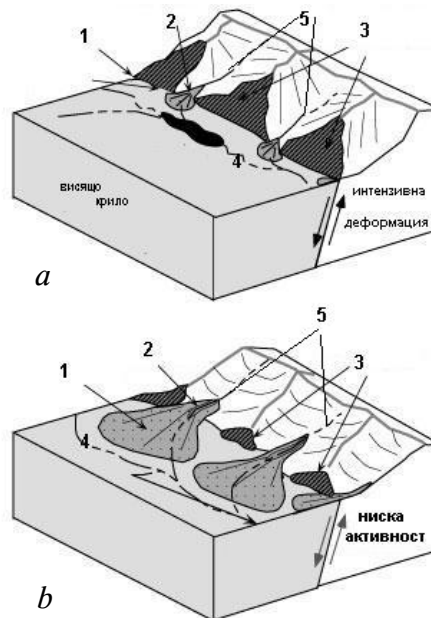
a – пример при висока тектонска активност: 1 – Планинско подножие; 2 – малки алувиални конуси; 3 – големи, слабо разрушени фацети; 4 – близко разположена до фронта река; 5 – V-образни речни долини

b – пример при ниска тектонска активност: 1 – Големи алувиални конуси; 2 – притоци, всечени в алувиалния конус; 3 – разрушени фацети; 4 – отдалечена от фронта река; 5 – отворени речни долини

Fig. 8. Geomorphology and main features of normal faulted mountain ranges (after Burbank and Anderson, 2001)

a – in case of rapid deformation: 1 – Piedmont; 2 – small fans; 3 – large, slightly fegraded facets; 4 – proximal axial river; 5 – V-shaped river valleys

b – in case of slow deformation: 1 – large alluvial fans; 2 – incised into fans river valleys; 3 – degraded facets; 4 – distal axial river; 5 – wider, open river valleys



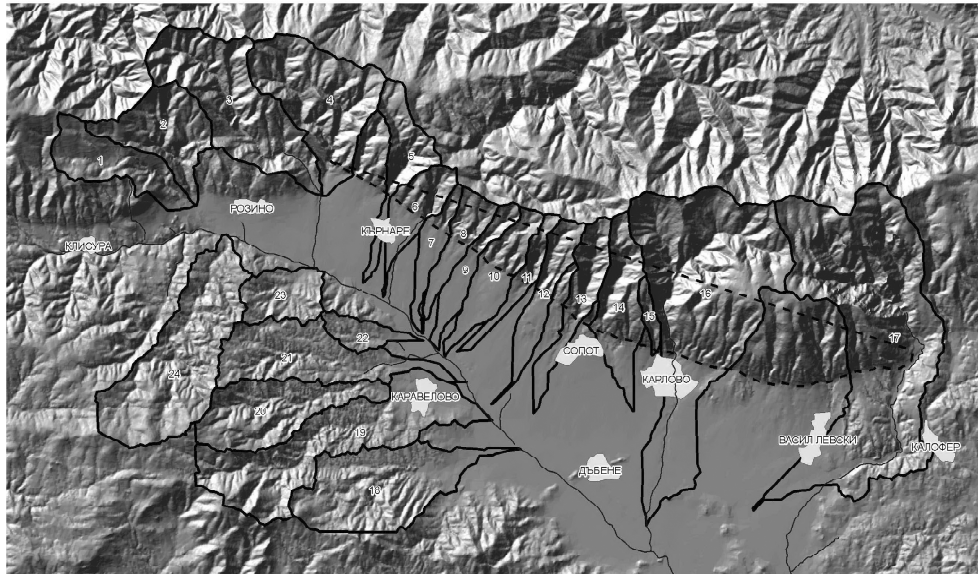
За цялата площ на изследването е генериран ЦМР с 30-метрова клетка, която позволява онагледяване на релефа и изчисляването на базови геоморфни индекси. Детайлният ЦМР с 15-метрова клетка покрива района западно от гр. Сопот и цели диагностициране на типичните характеристики на най-изразения морфоложки склон на Стара планина, а също така и на тектонски неактивния северен склон на Средна гора.

РЕЗУЛТАТИ ОТ ИЗСЛЕДВАНИЯТА. МОРФОМЕТРИЧНИ ПАРАМЕТРИ НА РЕЛЕФА

Резултатите от изследванията са представени по предварително отделените водосбори на реките в табличен вид. Картата с водосборите е представена на (фиг. 9). В района са отделени 23 водосбора на притоци на р. Стряма. Всички индекси са изчислени за водосборите, попадащи в ЦМР с 15-метрова клетка, докато само някои са изчислени за тези, които попадат в по-дребномащабния ЦМР. Резултатите от измерванията са представени в таблици, където е добавено поле за оценка на степента на тектонска активност, следвайки методиката на El Hamdouni et al. (2008).

V_f ИНДЕКС (ИНДЕКС НА ФОРМАТА НА РЕЧНАТА ДОЛИНА)

Изчислен е по формулата: $V_f = 2V_{fw} / [(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})]$,



Фиг. 9. Карта на изследваните водосборни басейни в обхвата на Карловския басейн

Fig. 9. Map of the studied watersheds in the Karlovo graben

където Vfw е ширината на дъното на речната долина; Eld и Erd са височините на дясната и лявата част от речната долина (респективно); Esc е височината на долинното дъно. Когато се изчислява Vf , тези параметри се измерват на определено разстояние от планинския фронт.

В таблица 1 са нанесени стойностите на индекса за водосборите, които влизат в ЦМР с 15-метрова клетка. Профилите са направени на 250 m до 1 km нагоре по течението след планинският фронт в зависимост от големината на водосбора (Silva et al., 2003).

Таблица 1
Table 1

Ws_Id	Vfw	Esc	Eld	Erd	Vf	Клас
5	11	784	1226	1120	0,028277635	1
6	10	812	1102	1047	0,038095238	1
7	16	887	999	1014	0,133891213	1
8	10,5	789	880	844	0,143835616	1
9	9	810	1241	1226	0,021251476	1
10	10	865	984	1035	0,069204152	1
11	90	864	1149	1062	0,372670807	1
12	10	771	989	948	0,050632911	1
18	247	401	451	524	2,855491329	3

Н_i (ИНДЕКС НА ХИПСОМЕТРИЧНИЯ ИНТЕГРАЛ)

Хипсометричният интеграл е индекс, който изразява каква височина има дадена част от земната повърхност (Strahler, 1952). Интегралът се изчислява за даден водосборен басейн и е индекс, който е независим от площта на басейна. Изчислява се по формулата:

$$N_i = \frac{\text{средна височина} - \text{минимална височина}}{\text{максимална височина} - \text{минимална височина}}$$

Стойностите на височините се изчисляват от ЦМР, като се използва AML скрипт за Arcinfo Workstation (shedstats.aml). Скрипта послужи за автоматично извеждане на параметрите на водосборните басейни от дигиталния модел на релефа.

Таблица 2
Table 2

Ws_Id	ELEV_MIN	ELEV_MAX	ELEV_MEAN	Н _i	Клас
1	563,32	2080,00	1305,64	0,49	2
2	562,79	1855,58	1210,15	0,50	1
3	511,86	1820,00	1085,63	0,44	2
4	511,67	1690,00	1185,29	0,57	1
5	435,35	1700,00	1193,09	0,60	1
6	420,00	1570,00	855,30	0,38	3
7	395,14	1520,00	657,32	0,23	3
8	395,50	1613,46	849,63	0,37	3
9	384,20	1710,00	754,17	0,28	3
10	380,00	1707,05	806,06	0,32	3
11	390,64	1780,00	935,68	0,39	3
12	360,00	1880,00	925,74	0,37	3
13	361,49	1920,00	1023,68	0,42	2
14	381,99	2053,01	1051,55	0,40	2
15	518,79	1713,14	1129,37	0,51	1
16	306,84	2239,01	1200,98	0,46	2
17	342,00	2375,00	1110,71	0,38	3
18	339,67	1260,00	682,52	0,37	3
19	350,78	1530,00	742,22	0,33	3
20	420,00	1459,42	858,60	0,42	2
21	370,00	1260,00	672,63	0,34	1
22	392,74	760,00	541,24	0,40	2
23	451,03	1023,20	646,87	0,34	1
24	510,00	1600,00	1029,62	0,48	2

B_s ИНДЕКС (ИНДЕКС НА ФОРМАТА НА ВОДОСБОРНИЯ БАСЕЙН)

Относително младите водосборни басейни в зони с активна тектоника са с удължена форма, като дългата ос на басейна е разположена напречно на планинския склон. С продължителната еволюция на терена или с намалянето на тектонските процеси удължените басейни променят формата си към по-овална (Bull, McFadden, 1977). Формата на басейна в план може да бъде описана

Таблица 3
Table 3

Ws_Id	Bl_m	Bw_m	Bs	Клас
1	9,622	2,985896	3,22248	2
2	8,468	3,49394	2,42362	3
3	13,673	5,459667	2,50437	3
4	10,67	5,325552	2,00355	3
5	11,474	2,72981	4,20322	1
6	7,755	2,510935	3,08849	2
7	6,627	1,559868	4,24844	1
8	7,555	1,682176	4,49121	1
9	8,727	1,35833	6,4248	1
10	8,886	2,133948	4,16411	1
11	8,733	1,050939	8,30971	1
12	11,085	1,804522	6,1429	1
13	12,672	1,965952	6,44573	1
14	12,213	2,883794	4,23505	1
15	4,096	0,831353	4,92691	1
16	22,293	7,791837	2,86107	3
17	23,229	6,756853	3,43784	2
18	11,772	4,802672	2,45114	3
19	17,385	4,771101	3,64381	2
20	12,186	3,860214	3,15682	2
21	11,327	3,638844	3,1128	2
22	4,291	1,741081	2,46456	3
23	3,868	3,602676	1,07365	3
24	13,841	4,205493	3,29117	2

чрез следното отношение: $Bs = Bl/Bw$, където Bl е дължината на басейна, измерена от извора до устието на реката, а Bw е широчината на басейна, измерена в най-широката му част.

Изчисляването на Bs индекса се извърши чрез измервания и калкулации, базирани на ЦМР и топографски карти. Таблица 3 представя стойностите на Bs в анализирани водосборни басейни.

Af (ИНДЕКС НА ФАКТОРА НА АСИМЕТРИЯ)

Факторът на асиметрия е въведен, за да се установи тектонско издигане напречно на потока във водосборния басейн. Факторът на асиметрия (Af) се определя по следният начин: $Af = 100(Ar/At)$, където Ar е площта от дясната част на басейна на главния поток, а At е цялата площ на водосборния басейн. За повечето речни мрежи, които са оформени и продължават да текат в стабилни условия, Af е със стойност около 50.

В таблица 4 е въведено допълнително поле Af-50, което се изчислява чрез изваждането на коефициента 50 от стойността на индекса, калкулиран за даде-

Таблица 4
Table 4

ID_ws	От дясно	От ляво	Общо	Af	Af-50	Клас
1	7,612	7,072	14,684	51,84	1,84	3
2	14,391	2,476	16,867	85,32	35,32	1
3	18,3	13,762	32,062	57,08	7,08	2
4	21,084	7,638	28,722	73,41	23,41	1
5	7,867	3,248	11,115	70,78	20,78	1
6	2,341	6,999	9,34	25,06	-24,94	1
7	2,413	3,721	6,134	39,34	-10,66	2
8	3,365	4,216	7,581	44,39	-5,61	2
9	2,571	4,54	7,111	36,16	-13,84	1
10	8,24	3,649	11,889	69,31	19,31	1
11	2,839	2,469	5,308	53,49	3,49	3
12	7,335	2,325	9,66	75,93	25,93	1
13	6,522	4,367	10,889	59,90	9,90	2
14	10,752	4,252	15,004	71,66	21,66	1
15	1,383	0,826	2,209	62,61	12,61	2
16	40,007	29,816	69,823	57,30	7,30	2
17	45,548	35,178	80,726	56,42	6,42	3
18	11,814	17,373	29,187	40,48	-9,52	2
19	14,867	24,441	39,308	37,82	-12,18	2
20	8,648	12,626	21,274	40,65	-9,35	2
21	14,028	8,236	22,264	63,01	13,01	2
22	2,941	1,518	4,459	65,96	15,96	1
23	2,222	7,752	9,974	22,28	-27,72	1
24	7,924	30,228	38,152	20,77	-29,23	1

ния водосбор. Това се прави с цел оценяването на индекса и степента на асиметрия на басейна.

Smf ИНДЕКС (ИНДЕКС НА КРИВИНАТА НА ПЛАНИНСКИЯ ФРОНТ)

Този индекс често се използва за регионални проучвания на активна тектоника (Keller, Pinter, 1999; Burbak, Anderson, 2001; Silva et al. 2003) и отразява баланса между разломяването на планинския фронт и активността на ерозионните процеси. Формулата, по която се изчислява, е $Smf = Lmf/Ls$, където Lmf е дължината на фронта по подножието на планината, а Ls – дължината на фронта по права линия.

Калкулиран е индекса по планинския фронт в южния склон на Стара планина (фиг. 9)

Таблица 5
Table 5

Lmf	Ls	MFS	Клас
33427,14	30842,01	1,083819	1

ОБСЪЖДАНЕ НА РЕЗУЛТАТИТЕ

Получените резултати дават обилен материал за дискусии, особено с оглед на изложените ярко противоречиви мнения за съвременната активност на разломите в южното подножие на Централна Стара планина.

В зависимост от геометрията и от геоморфните индекси, водосборните басейни от южния склон на Стара планина може да се поделят на две категории (фиг. 9). В първата се отделят водосбори с номера от 5 до 15, които показват редица от типичните признаци на речни системи, развити в участъци на активни разломиявания. Това са наблизко разположени, субпаралелно ориентирани, басейни със силно удължена форма. Дългата ос на тези басейни е ориентирана напречно на простирането на планинския фронт. Формата на речните долини е ясно изразена V-образна, като повечето реките оформят каньони. Следва да се отбележи, че в участъка на водосбори 5–15 се наблюдава най-праволинейния сегмент от планинския фронт в южния склон на планината. С изключение на индекса на хипсометричния интеграл, правят впечатление стойностите на геоморфните индекси, които маркират висока тектонска активност. Всички тези морфоложки белези, както и количествените данни, може да се интерпретират като индикиращи относително висока тектонска активност.

Във втората категория попадат водосборите с номера от 1 до 4, както и водосбори 16 и 17. Тези водосбори са по-големи по площ, не показват така изразено удължение напречно на планинския фронт, често включват по-малки асоцииращи водосбори и се характеризират с геоморфни индекси, указващи за умерена тектонска активност. Особеностите на тази категория водосбори индикира значително по-ниска съвременна тектонска активност. За тях може да се предположи, че са значително по-рано възникнали, с което се обясняват особеностите на геометрията им.

Ролята на скалния субстрат е много важна при интерпретирането на резултатите от количествените геоморфоложки изследвания. Възниква въпроса дали е възможно разликите между отделените категории водосбори да се дължат на разлики в геоложката основа? Голяма част от водосбор N 4 е изградена от скали на мезозойската покривка, а водосбори N16 и 17 в значителна степен са развити върху по-некомпетентните скали наДФК. От друга страна, от скали наДФК е и субстратът на водосборите от първата категория с номера 5, 13 и 15. Останалите водосборни басейни са развити върху скали с гранитоиден състав. Следователно, не може да се приеме, че обособяването на тези две категории басейни се дължи на разлики в геоложката основа.

С изключение на водосбор N 24, отделените водосбори по северния склон на Средна гора показват белези за ниска съвременна тектонска активност. Басейните са сравнително изометрични, речните долини са отворени и геоморфните индекси указват за ниска тектонска активност. По протежението на този склон единствено в района на гр. Клисура и на изток от него се загатва съществуването на относително праволинеен планински фронт. Този участък съвпада с простирането на Стремския разсед (Миланов и др., 1971). По-особен е водосбор N 24, чието удължение е ориентирано напречно на Стремския разсед. Геоморфните индекси на този басейн са близки до тези от втората категория басейни от южния склон на Стара планина.

Изложените данни имат и пряко следствие върху моделите за сегментиране на Задбалканския разсед. Към момента такова сегментиране е загатнато (без мотивация) от Shanov et al. (2007). Теренни данни, както и резултатите от количествената оценка на геоморфоложките процеси дават основание да се предложи аргументиран модел за сегментацията на разлома в обхвата на Карловската котловина. Считаме, че се отделят достатъчно ясно два сегмента – западен и източен. Тези сегменти може да се разглеждат като напълно самостоятелни структури.

Западният сегмент се следи от околностите на с. Розино до към с. Хр. Даново. В най-западната си част сегмента е с изток-западно простиране, което към изток се изменя в ЗЮЗ-ИСИ. С източната част на сегмента са свързани водосбори с номера от 1 до 3, за които геоморфоложките данни указват за умерена активност. Присъствието на V-образни, дълбоко всечени, силно удължени и гъсто разположени водосбори, както и значителната праволинейност на планинския фронт, насочват към идеята за относително по-високата съвременна активност на западната част на този сегмент.

Източният сегмент се следи от околностите на с. Христо Даново до долината на р. Бяла (западно от гр. Калофер). Доминира СЗ-ЮИ простиране, което се изменя в изток-западно в най-източните части около с. В. Левски. В централните части на този сегмент се разполагат водосборите, чиито количествени параметри индикират най-висока степен на съвременна тектонска активност (N от 6 до 15). Този сегмент съвпада в голяма степен с описания вече Сопотски разсед. Нерешен остава въпроса, дали Сопотския разсед продължава до долината на р. Бяла, или съществуват два независими разседа с различна ориентировка.

ДИСКУСИЯ

„Задбалканската грабенова система“ не може да се интерпретира като формирана в рамките на една разломна система („Задбалкански дълбочинен разлом“), тъй като ориентацията на басейните, контролиращите ги разломи и тяхната еволюция са свързани с реактивиране на по-стари структури с различна ориентация, кинематика, интензитет и време на проява. Тяхното формиране е свързано с плиоцен-кватернерната екстензия в рамките на Егейската екстензионна зона, но контролирано от поведението на южния ръб на Мизийската платформа под алохтона на късноалпийското структурообразуване и повлияно от по-старо заложили структури. В такъв случай може да се говори поне за сегментиране на „Западнобалканската“ разломна зона.

Развитието на тази басейни също не може да се приеме като едновременно, тъй като част от тях имат само кватернерно развитие, други плиоцен – кватернерно, трети унаследяват приабонски или дори къснокредни басейни. Те могат да се обединят в една седиментационна система с (късномиоценско?) плиоценско – кватернерна възраст, обща тектонска позиция (върху алохтона на Балканидите), тектонски контролирани граници в рамките на Егейската екстензионна зона и доминирани от дясноотседен (транстензионен) режим.

Карловския басейн и сходните на него с плиоцен – кватернерна еволюция притежават ясно различимо двуфазово развитие, с допълнителна подялба на

всяка фаза. Плиоценският етап е свързан с развитие на дясноотседен (пул-апарт) басейн с бързо формиране на акомодационно пространство, изпълнено с финотеригени, глинести и въгленосни отложения и с компенсация на тектонско потъване и скорост на седиментонатрупване в езерно-блатни условия (Игановска свита). Тази обстановка е последвана от компенсиране на басейна и изпълването му от предимно дистални части на алувиални системи в безотточен суббасейн, разположен в западната (Сопотска) част на КБ. Кватернерното развитие е свързано с доминираща разседна тектоника, оформяща разширено акомодационно пространство, изместване на депоцентъра в източна и южна посока (Лудоянска част) и отлагане на алувиални системи, с оттичане в посока към Горнотракийския басейн.

Неотектонската и съвременната активност на Сопотския разлом може да се установи посредством характеристиката на водосборните басейни на притоците на р. Стряма, посочените им индекси, повишаване на градиента на склона на алувиалните конуси и тяхната ретроградация към лежащия блок, връзването на речните долини в конусите, склона, *roll-under* огъването на старите „срязани конуси“ и тераси, и посредством миграцията на депоцентровете. Често, поради унаследяването на по-стари структури, това развитие е завоалирано от реактивацията им и налагането върху едни и същи зони (повърхнини) на събития с различно време, интензитет и кинематика, въпреки че в съседни райони или в по-регионален аспект те са добре маркирани от прояви на различни по характер събития.

В такива случаи трябва да се предполага (на базата на познания поне за Алпийското развитие на региона) влияние на морфологията на кореновите части на навлачните и възседните системи, на денивелацията на домезозойската подложка спрямо мезозойската покривка в съседни райони, поведението на последната по време на главните събития в нейната еволюция и придвижванията по основните тектонски граници. В противен случай смесването на разновъзрастни събития може да доведе до погрешни заключения и интерпретации.

Например посочените вече резултати дават основание „хипотезата“ на Димитров (2008) за изцяло отседния характер на „Задбалканската грабенова система“ (ЗБГС) да се приеме като несериозна и базирана на непознаване както на тектонския строеж на България, така и на Алпийската еволюция на региона, придружена от липсата на теренни данни. Въведената от автора „Балканска отседна система с дясноотседно срязване“ е много трудно доказуема само по „свързване на осите на басейните“ и особено чрез „наличието на територията на България на неотектонски домейн, източно от меридиана на гр. София, който е подложен на действието на едно и също поле на напреженията през целия период на формиране на Старопланинската верига“!!! За период от над 100 Ма геоложка еволюция, в различна гетотектонска позиция и при доказани, различни по мащаб, локализация, интензитет и др. събития (поне 10 ясно документирани), е много трудно да се докаже, че този домейн се намира под въздействието на едно и също поле на напреженията. Много интересно е и твърдението: „няма доказателства, че разломите които се наблюдават по бордовете на Балкана са разседни“ при условие, че тези разломи са класически пример за разседни движения със всички структурни, стратиграфски и геоморфоложки критерии.

Изложените в работата данни противоречат и на редица от изказаните от Shanov et al. (2007) мнения. На първо място не съществуват никакви данни за проявата на т.нар. Атийска фаза. Въпреки че не успяхме да установим теренни доказателства за разломно разкъсване на холоценски седименти, количествените данни от анализа на релефа ясно индикират съвременната активност на поне част от разседите в южния склон на Стара планина.

ЗАКЛЮЧЕНИЯ

Анализът на контролиращите, оградни разломи, както и анализът на седиментните фазиесии указват за двуетапно развитие на Карловския басейн. Ранният (плиоценски) етап е свързан с отседно-доминирани движения, които се сменят с добре изразена кватернерна екстензия.

Количественият анализ на релефа, както и редица геоморфоложки белези индикират сравнително висока съвременна активност на част от разседите в южния склон на Стара планина.

В обхвата на Карловското поле, „Задбалканския разседен сноп“ се състои от поне два сегмента.

Благодарности: Изследванията са подпомогнати по договор ВУ-13/06 към НФНИ.

ЛИТЕРАТУРА

- Ангелова, Д., Русева, М., Цанков, Ц. 1991. Върху строежа и еволюцията на Карловския грабен. – *Геотект., тектонофиз., геодин.*, БАН, С., 23, 26–46.
- Бакиров, А., Бац-Мошашвили, М., Брежяхски, К., Георгиев, Е., Пиронков, П., Славковски, Й., Стоянов, С., Цанков, Ц., Ярошевски, В. 1984. Структурна характеристика полосы Старопланинского гранитного надвига между г. Сопот и с. Тъжа (Центральные Балканиды). – *Геотект., тектонофиз. и геодинам.*, 17, 3–42.
- Бончев, Е. 1961. Бележки върху главните разломни структури на България. – *Тр. Геол. Булг., Страт. и тркт.*, 2, 5–29.
- Бончев, Е. 1964. Геология на България. С., Техника, 258.
- Бончев, Е. 1971. Проблеми на българската геотектоника. С., Техника, 204.
- Бончев, Е. 1986. Балканидите – геотектонско положение и развитие. С., БАН, 273.
- Бончев, Е., Караголева, Ю. 1961. Средногорският антиклинорий и Старопланинският граничен навлак. – *Тр. геол. Булг., сер. стратигр. и тект.*, 2, 31–42.
- Куйкин, С., Герчева, Я., Миланов, Л., Христов, Ст. 1971. Геологичен строеж на Стара планина между Златишкия и Троянския проход. Юбил. Год. Ком. Геол., 179–200.
- Куйкин, С., Миланов, Л., Кацева, Л. 1974. Средногорските гранитоиди от южните склонове на Веженския масив и северните крайнини на Същинска Средна гора. – *Сп. Булг. геол. д-во*, 35, 3, 277–290.
- Миланов, Л., Куйкин, С., Герчева, Я., Христов, С., Чунева, В. 1971. Геологичен строеж на Източна Троянска планина. Юбил. годишник (Год. Ком. по геол., т. 18), 201–222.
- Мишев, К., Михайлов, Ц., Вапцаров, И. 1971. Роль Подбалканского Глубинного разлома в развитии южного склона Средней Старой планины. – В: Проблеми на палеогеоморфоложкото развитие на България, 1, 171–177.
- Николов, Н., Радев, В. 1927. Хидрогеологическо изучаване на областта около термалните извори в Карловска околия (Хисарски, Карловски и Карасарлийски). – *Сп. Булг. геол. д-во*, 1, 1, 5–60.
- Чунев, Д., Загорчев, Ив., Костов, Ил. 1966. Плиоценът в Карловското поле. – *Сп. Булг. геол. д-во*, 27, 1, 104–109.
- Яранов, Д. 1960. Тектоника на България. С., Техника, 283.

- Bull, W. B., L. D. McFadden. 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California, *Geomorphology in Arid Regions*, D.O. Doehring, ed., Proc. 8th Annual Geomorphology Symposium, SUNY Binghamton, p. 115–137.
- Burbank, D. W., Anderson, R. S. 2001. *Tectonic geomorphology*. Oxford: Blackwell Science, 274 p.
- Dunbar, C., D., Rodgers, J. 1957. *Principles of stratigraphy*. Wiley, New York.
- El Hamdouni R., Irigaray C., Fernández T., Chacyn J., Keller E. A. 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). – *Geomorphology*, 96, 1–2, 150–173.
- Keller, E. A., Pinter, N. 1996. *Active Tectonics: Earthquakes and Landscape*. Prentice-Hall: Upper Saddle River, NJ.
- Keller, E. A. 1986. Investigation of active tectonics: use of surficial Earth processes. – In: Wallace, R. E. (Ed.), *Active tectonics, Studies in Geophysics*. National Academy Press, Washington, DC, 136–147.
- Kingston, D. R., Dishroon, C. P., Williams, P. A. 1983. Global basin classification system. – *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 67, 2175–2193
- Mann, P., Hempton, M. R., Bradley, D. C., Burke, K. 1983. Development of pull apart basins. – *J. Geol.*, 91, 529–554.
- Mitchell, A. H. G., Reading, H. G. 1978. Sedimentation and Tectonics. – In: *Sedimentary environments and facies* (Ed. By H. G. Reading), Blackwell, Oxford. 439–476.
- Reading, H. G. 1980. Characteristics and recognition of strike-slip systems. – In: *Sedimentation in Oblique-slip systems* (Ed. By P. F. Balance and H. G. Reading), Spec. Publ. int. Ass. Sediment. 4, 7–26.
- Roy, M., L. H. Royden, B. C. Burchfield, Tz. Tzankov, R. Nakov. 1996. Flexural uplift of the Stara planina range, Central Bulgaria. – *Basin Research*, 8, 143–156.
- Silva, P. G., Groy, J. L., Zazo, C., Bardaji, T. et. 2003. Fault-generated mountain fronts in southeast Spain : Geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. – *Geomorphology*, 50, 203–225.
- Shanov, S., Sanz de Galdeano, C., Galdino-Zaldivar, J., Radulov, A., Nikolov, G., Azanon, J. M., Yaneva, M. 2007. Late Alpine deformations, Neotectonic evolution and Active tectonics of the southern border of Central Balkan Mountain: a new contribution. – *Geol. Balc.*, 36, 2–4, 41–50.
- Strahler, A. N. 1952. Hypsometric (Area-Altitude) analysis of erosional topography. – *Bulletin, Geological Society of America*, 63, 1117–1142.
- Tzankov, Tz., D. Angelova, R. Nakov, B. C. Burchfiel, L. Royden. 1996. The Sub-Balkan graben system of central Bulgaria. – *Basin Research*, 8, 125–142.

Постъпила април 2009 г.

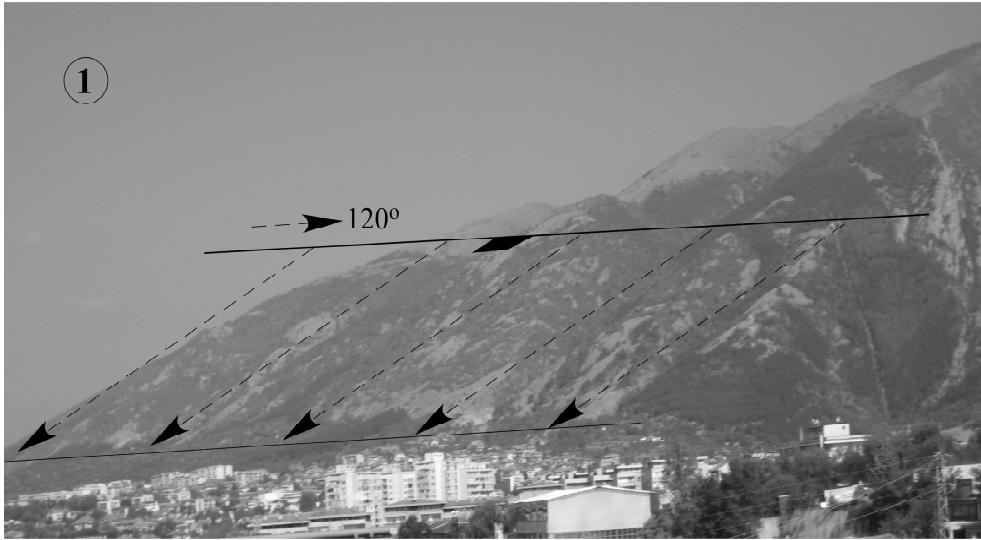


ТАБЛИЦА I

Сн. 1. Морфоложки ясно изразеният северния борд на Карловския басейн (Сопотски разсед), западно от гр. Карлово.

Сн. 2. Същият разлом променя посоката си на изток от града. Снимката е направена от хълма южно от с. Соколица, в югоизточния край на което ясно изразен морфоложки разсед с пропадане на СИ крило. Субхоризонталните стрелки показват посоката на разседните повърхнини.

PLATE I

Photo 1. Morphologically well expressed Karlovo basin northern board (Sopot normal fault), west of Karlovo.

Photo 2. The same fault changes the strike eastward of the town. The photo was made from the hill south of the Sokolitsa village. SE of the village can be observed well-expressed normal fault with hanging wall downthrown NEward. The subhorizontal arrows show the strike of the fault plains.

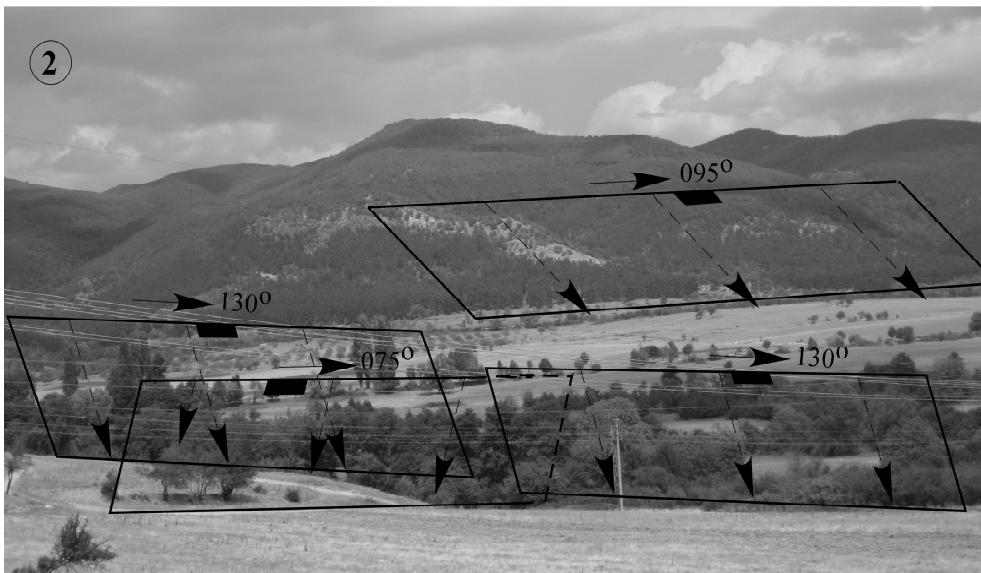


ТАБЛИЦА II

Сн. 1. Морфология на ЮЗ борд на басейна, СЗ от с. Слатина. На заден план е показана една от разседните повърхнини, ограничаващи басейна от запад.

Сн. 2. Панорама на СЗ край на Карловския басейн от местн. Кошарите, З от с. Розино с ориентацията на оградните разломи и част от усложняващите ЮЗ борд напречни и коси структури.

PLATE II

Photo 1. The basin southwest board morphology, NW of Slatina Village. On the background is shown one of the fault planes, limiting the basin from the west.

Photo 2. View of the Karlovo basin W part from the locality "Kosharite", west of the Rozino village, showing the fault planes limiting the accommodation space.

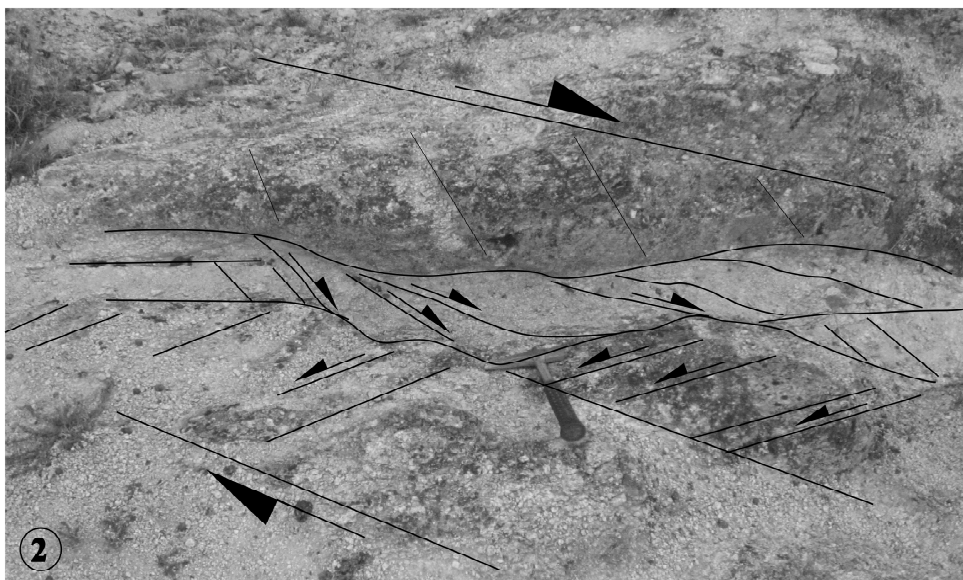
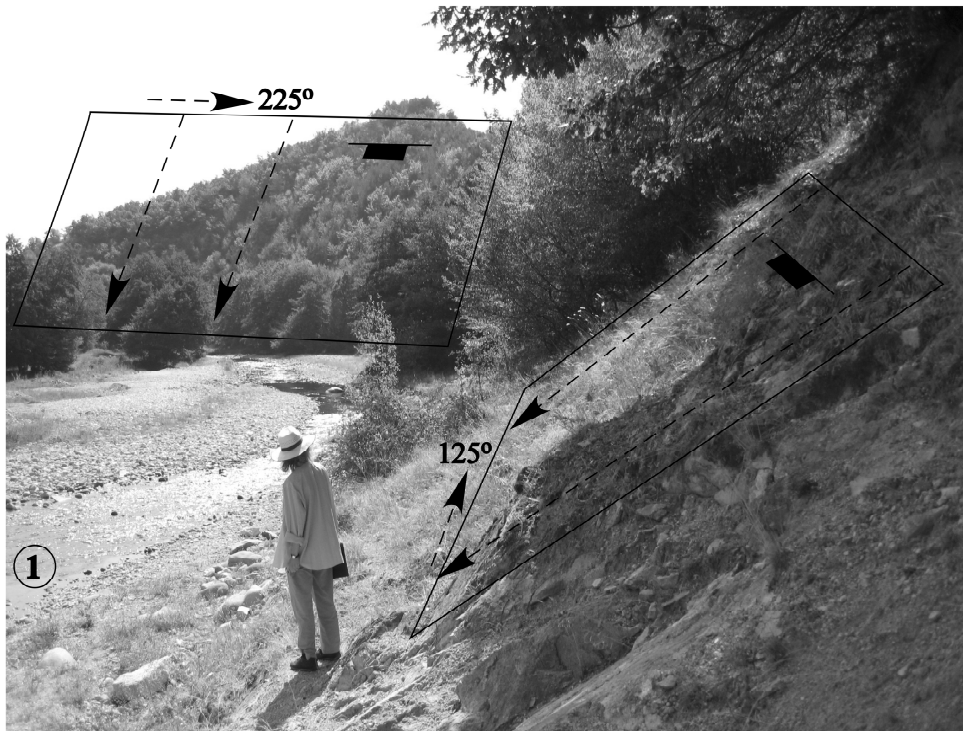


ТАБЛИЦА III

Сн. 1. Морфоложки ясно изразени разседни структури, оформящи ЮЗ борд на Карловския басейн, източно от с. Слатина. Пресичането на тези две системи (в допълнение с поне още две) определя нелинейният характер на този борд.

Сн. 2. Една от многобройните системи от нисък порядък, показваща доминиращото десноотседно придвижване по ЮЗ борд. Тази система може да се интерпретира като екстензионен десен страйк-слип дуплекс.

PLATE III

Photo 1. Morphologically well-expressed normal fault planes, forming the SW basin board, east of Slatina village. These two fault systems (complicated by at least two more) are the reason for this board nonlinear trace (form, shape ?).

Photo 2. One of the numerous, low-order fault zones, indicating the predominate dextral displacement along the basin SW board. It can be interpreted as extensional strike-slip duplex.



ТАБЛИЦА IV

Сн. 1. Система от морфоложки изразени разломни повърхнини източно от с. Горни Домлян. И-З ориентираната показва индикации за дясноотседно придвижване, подобни на тези от сн. 2 на Табл. III, а перпендикулярната на нея с С-Ю посока е разседна с пропадане на западното крило.

Сн. 2. Съвременна седиментация и тектонска активност в мини модел на пул-апарт басейн, формиран по протежение на лявоотседен разлом (в дъното), част от Янтринската система (СИ от с. Домлян). Вижда се неколкостепенното пропадане на седиментите, отложени в новосъздадения депоцентър и врязването на алувиалната система.

PLATE IV

Photo 1. System of morphologically prominent faults E or G, Domlyan village. E-W orientated one indicates dextral displacement, similar to this shown on Plate III, photo 2. The perpendicular N-S orientated is normal fault with downthrown western hanging-wall.

Photo 2. Contemporary deposition and tectonic activity in a small-scale pull-apart basin, formed along one left-lateral fault (at the bottom), part of Yantra fault zone (NE of Domlyan village). Note the repeatedly subsidence of the deposits in the newly formed depocenter and fluvial system incising.

