

ГЕОДИНАМИКА НА БЪЛГАРИЯ (II ЧАСТ)

Хернани Спиридонов

Ключови думи: геодинамика на България, Нова глобална тектоника, еволюция на Земята, Балкански полуостров, Източно Средиземноморие.

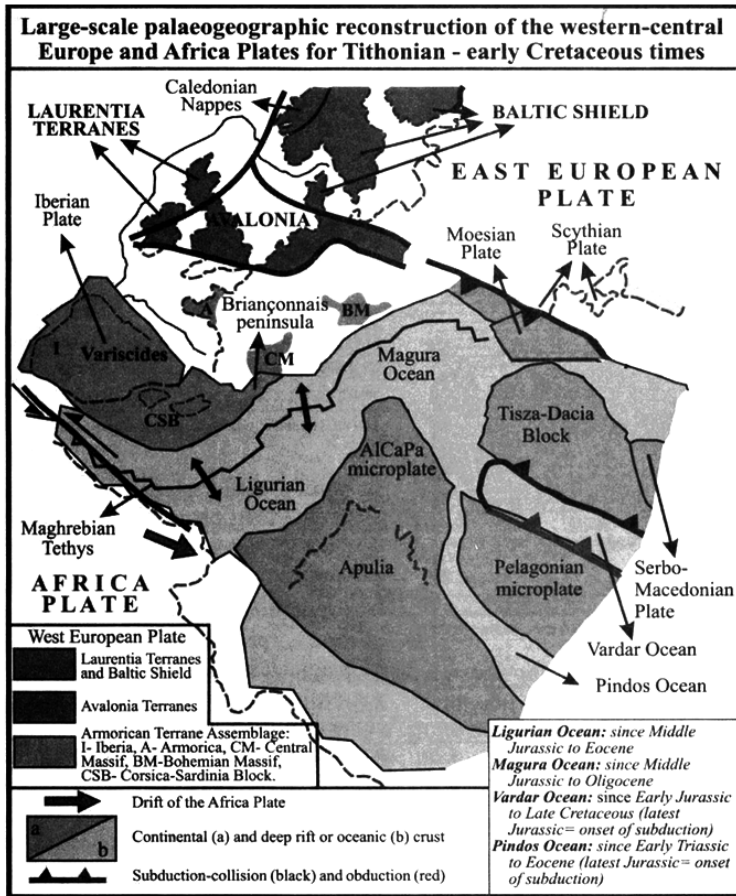
КРАТКА ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА ПРЕЗ ЮРСКО-ДОЛНОКРЕДНИЯ ТЕКТОНСКИ ЕТАП

На територията на България върху Мизийската платформа, респективно южния край на Лавразия, юрската седиментация започва с континентални наслаги през хетанжа и долния плийнсбах. Тези наслаги се разполагат с ясна и рязка граница върху пъстра подложка с ъглов дискорданс върху палеозойски и триаски скали. Над тях следват морски седименти от горния хетанж. Според Н а ч е в (1968) те се разкриват на север от линията Кюстендил–Ихтиман–Стара Загора–Елхово. В същото време континенталните наслаги се наблюдават от Връшка чука, през Предбалкана и Стара планина до Югозападна и Югоизточна България. В Западна България юрата (долен плийнсбах) започва с Жаблянската свита (С а п у н о в и др., 1983). В Източна Стара планина отложенията започват с турбидитната Синивирска свита през плийнсбаха и приключват през бата с отлагането на пелитовите утайки на Котленската свита, придружени с много олистолити. Там в края на долната креда, през австрийската фаза, се формират Маторидните навлаци (сегашният Котленско-Върбишко-Камчийски верижен планински рид) (Ч у м а ч е н к о, Ч е р н я в с к а, 1989, 1990; Ч у м а ч е н к о и др., 2007). За ЮИ България стратиграфското, геодинамичното и палеогеографското развитие започва с автохтонните долно-средноюрски наслаги (Странджа, Дервентските височини, Сакар, Светиилийските височини и Старозагорско) с трансгресивно нахлуване на морето през хетанжския век (Костина свита), като постепенно се заливат различните блокове на Ямболското стъпало – пролив на Мезотетиса, с дълбочина до 200 m през различните векове и приключва с регресия през бата (S a p u n o v, 1999). Всички тези събития са се развили в Тунджанската приразломна ранно-средноюрска долина, която е част от хорстовете на Тракийския масив (по S a p u n o v, 1999) или на старокимерския блок-ороген (Г о ч е в, 1991). Всъщност не можем въобще да говорим за Тракийски масив,

тъй като тази част от територията на България е крайнина на Мизийската платформа, южен издатък на Лавразия, който още през 1977 г. беше наречен от Н s ù et al. „Българска плоча“. На юг от нея се е простирал Мезотетисът. След калова цяла ЮИ България се издига и започва да подхранва със седименти новосформирания на север от него къснокаловско-валанжски флишки трог. По-нататък върху югоизточните и централните участъци на Тунджанския пролив се осъществява придвижване на кимерска навлачна плоча от триаски и палеозойски скали. Отбелязва се също, че най-пълни разрези на автохтонни долно-средноюрски или само на средноюрски скали в Югоизточна България се наблюдават под кимерската (палеозойско-триаската) навлачна плоча. От тук се прави изводът, че тяхното запазване се е осъществило поради бързото навличане. Такава е палеогеографската обстановка на територията на България (Балканската микроплоча), преминала през автохтонните долно-средноюрски седименти, Централно-балканската флишка група (късен калов-валанж) в Ниш-Троянския трог (Н а ч е в, 1973) и завършила с долнокредната моласа (от валанжа до апта). В Северна България също така са широко разпространени юрските морски седименти, които са разположени с паралелен географски дискорданс над горнотриаските (ретски) германотипни структури и над които впоследствие се формира епикимерската Мизийска платформа (Г о ч е в, 1991). В някои трудове и днес се говори за „старокимерска орогенеза“ (D a b o v s k i et al., 2003)

Към горното може да се добави, че през долна юра структурният план на Земята не е претърпял никакви особени структурни изменения по отношение на супергигантския континент Пангея-2. Реално ранната юра се явява последната епоха от неговото съществуване (К о р о н о в с к и й и др., 2006). Ранноюрската трансгресия довежда до образуване на обширно епиконтинентално море в Западна и Централна Европа (Англо-Парижкият басейн). Неотетисът, който започва да се формира още през перма на изток от Гондвана, продължавайки своето развитие през триаса и долната юра, създава в своя най-западен край върху континентална кора ивица от понижения в обсега на Северна Африка, Централния Атлантик до Мексиканския залив. По-късно, поради продължаващо разтягане (рифтинг), те се превръщат в спредингова зона и след средна юра (късен бат) дават началото на формиране на Атлантическия океан (К о р о н о в с к и й и др., 2006). По южната периферия на Лавразия (Българската плоча) по това време се отлагат автохтонните долно-средноюрски седименти. Регресивният етап в развитието на Тунджанския залив на Палеотетиса, започнал през бата, довежда до осушаването му през долния калов и вече през горния калов той вече снабдява с кластити Троянския трог (Н а ч е в, 1968; S a p u n o v, 1988, 1999; Ч у м а ч е н к о, Ч е р н я в с к а, 1989, 1990; И. Н а ч е в; Ч. Н а ч е в, 2001; Ч у м а ч е н к о и др., 2007).

Обикновено в българската тектонска литература се отбелязва, че по същото време на юг е съществувала юрската Вардар-Измир-Анкарска зона на субдукция. Според Гочев (1991) Вардарският океан започнал да се образува през долния лиас в южната крайнина на балканските Кимериди. и продължил през догера. Той е започвал в Северния Анадол и по-нататък през Халкидическия полуостров е преминавал във Вардарската и Мурешката зона на Карпатите. На север от него на територията на балканските Кимериди се формира къснокаловско-валанжският (Ниш-Троянски) флишки трог (Н а ч е в, 1973; S a p u n o v,



Фиг. 1. Дребномащабна палеогеографска реконструкция за късноюрско-раннокредно време (по Puglisi, 2009; Channel, Kosur, 1997; Csontos, Vörös, 2004; Stampfli, 2005; с допълнения 2013)

1999). През горната юра се е осъществила обдукция на офиолити, които се наблюдават върху триаски и горноюрски карбонати и се покриват трансгресивно от титонски и долнокредни теригенни скали в Динаридите. (Karamata et al., 1980; Spray et al., 1984). След валанжа започват да се отлагат карбонати или това е долнокредната глинесто-варовита моласа (валанж-апт или бериас-апт) с дебелина между 100–1000 m (Янев, Начев, 1980). Според Начев (2001) след титона до бериаса или след валанжа според Sprunov (1999) се затваря Ниш-Троянският трог вследствие на колизия, компресия и конседиментационна деформация (интензивно нагъване) на южната, по-голямата част на флишквия трог и се образуват къснокимерски, следтитонски до бериаски, гънкови структури и паралелно се образува Пирот-Търновският фордийп (бериас-апт) (Начев, 2001). Всъщност, ако се направи по-обобщен извод, това е времето на затваряне на Вардар-Измир-Анкарската субдукционна зона. Паралелно се

осъществяват едни от най-мощните в геоложката история на България (Българската плоча) и на Балканския полуостров Младокимерско-Австрийски навличания и се формира дебел навлачен комплекс, който чудесно е илюстриран от Г о ч е в (1991, фиг. 7б, фиг. 8б.). Тези добре представени модели, по същество идейни, обаче не са свързани с конкретната геодинамична обстановка на Балканската микроплоча. Това може да се види и на други схеми (В о у а н о в е t al., 1989; Д а б о в с к и, 1991; D a b o v s k i e t al., 2002) и за Югозападна България (Z a g o r c h e v, 2001). Известна представа за палеогеографията и палеодинамиката на европейския континент за времето титон-долна креда може да се види на фиг. 1, според посочените по-горе изследователи.

Съгласно общите представи за субдукционно-колизийното развитие на конвергентната граница между Евразия и Апулия и разделящия ги Мезотетически океан на базата на посочените по-горе данни могат да се направят някои нови изводи. Офиолитовата формация в Динаридите се покрива от титонски и долнокредни теригенни скали. В източната половина на българска територия в края на бата се е осъществило пълно осушаване и от горния калов до валанжа в тила на субдукционната зона, върху континенталния фундамент на Мизийската платформа, се образуват удължените заддъгови Троянски и Ниш-Треклянски депресии. В обхвата на тези трогове се отлагат до 3000 m дебели флишки седименти. Проблемът при обяснение на палеодинамичната обстановка през ранно-алпийския етап е свързан преди всичко с типа на субдукционната зона (островнодъгова или активна континентална крайнина), което определя механизма на образуване на заддъговите крайни морета (флишки трогове). Реално геодинамичната обстановка се определя от възрастта на субдуциращата плоча и нейните физико-механични параметри. Обикновено скоростта на субдукцията (V_s) е равна на векторната сума от скоростите на надвисналата (горната) плоча (V_o) и на субдуциращата (долната) плоча (V_u), или $V_s = V_u + V_o$. Ако към зоната на субдукция подхожда древна, загубила своята пластичност океанска литосфера, тя по-бързо ще потъва в астеносферата и ще предизвика откат на шарнира на субдукционната зона към океана. В геодинамичен смисъл към шарнира на субдукцията се отнасят линията на огъване на потъващата плоча (крайният вал и жлебът) и надвисналият над нея край на горната плоча. Тези елементи на шарнира са свързани помежду си от литостатистичния натиск. Ето защо, ако скоростта на откатване (V_d) (отблъскване) на шарнира превиши скоростта на горната плоча (V_o), се увеличава скоростта на субдукцията ($V_s = V_u + V_d$) и на второ място – разкриване в тила на надвисналата плоча (горната) на крайно море за сметка на заддъгов спрединг (разтягане $V_d - V_o$). Без съмнение към субдукционната зона през юрата се е придвижвала младата океанска кора на Мезотетиса, формирана след варийската орогенеза, и тя е потъвала при полегати ъгли. Вероятно тя се е намирала поне на 200–250 km на юг от заддъговите трогове. Имаме всички основания да предполагаме, че през горноюрско-долнокредния етап е съществувала активна континентална крайнина, а не островна дъга (фиг. 1). Досега никой не е посочил къде се е намирала хипотетичната островна дъга, но всички изследователи са отбелязвали Вардар-Измир-Анкарската сутура, простираща се на повече от 4500–5000 km – от Гибралтар до Хималаите. Например съвременната Андска субдукционна зона има дължина над 2500 km. По горните проблеми най-добре можем да се доверим на изследванията на Н а ч е в (2001),

S a r u n o v (1999), Ч у м а ч е н к о и др., 2007). За Начев това е късният кимеридж-бериаски етап, базиран на Ниш-Троянския флиш. Според Начев (1976) Ниш-Троянското крайно море е обусловено от екстензия и редукционна трансгресия на север. На юг се е простирала висока суша, в която са наблюдават и юрски (хетанж-кимериджски) скали, които след денудация са преотложени като екстракласити и олистолити във флиша. Палеодинамичната обстановка се е изменила през късния кимеридж-титон от кимерски движения, като се образували следтитонски до бериаски гънкови структури и паралелно в същото време се е формирал Пирот-Търновският фордийп (бериас-апт), който е силно преместен на север. Тук бих искал да допълня, че от кинематична гледна точка на едно и също място не може едновременно да има екстензия и компресия. Също така не трябва да се забравят огромните площи на литосферните плочи, които взаимодействат помежду си на конвергентните граници и скоростта на насрещното движение на тази граница в процеса на преход от режим на субдукция към режим на колизия се забавя, но поради високата инерционност това не става мигновено и по някои разчети продължава около 20–30 Ма (А п л о н о в, 2001). В течение на този интервал под зоната на колизия продължава да съществува хладният и плътен край на субдуциращата океанска плоча, която още не е асимилирана от астеносферата. В плейттектониката такава ситуация се нарича вътрешноплочна субдукция (Intraplate subduction). Затова твърдението на Н а ч е в (1976) за къснокимерско структурообразуване (след титона и през бериаса) е лишено от основание. Също и твърдението на S a r u n o v (1999), че през късния калов-валанж наред с флишообразуването в трога (създаден в резултат на разтягане) се е осъществило придвижване от югоизток на северозапад на кимерска навлачна плоча (придвижена с натиск от юг), изградена от триаско-юрски („странджански тип“) и палеозойски скали, също не може да се приеме, че се е случило. И това е позволило пълните разрези на автохтонните долно-средноюрски скали в ЮИ България да се запазят само под навлаците. Тук се забравя, че те са и най-далече разположени в Странджа и е нормално да са най-малко денудирани. Единствено вярно е твърдението за издигането в южна посока на активната крайнина на Българската плоча (Лавразия) към субдукционната зона. Навличане се е осъществило, но в края на апта, когато се проявява австрийският диастрофизъм – среднокредните колизионни тектонски движения.

Може да се изчисли, че от началото на колизията, която започва от горния калов и продължава до края на апта, когато постепенно се запълва периферната заддъгова депресия (Троянският трог), разположена върху Мизийската платформа, са минали около 53 Ма. Времето, през което тежката субдуцираща океанска литосфера на конвергентната граница взаимодейства с континенталната надхлъзгаща плоча продължава дотогава, докато тя като по-тежка не потъне под нея. Това всъщност е режимът на субдукция. Ако се доверим на последните изследвания за времето на обдукцията, тя всъщност се е случила на границата късен горен бат–ранен долен калов (D a n e l i a n, R o b e r t s o n, 1995). Има основания да се допусне, че този режим е завършил с обдуцирането на офиолити и по-нататък е настъпил непосредствен допир на конвергентната граница между двете континентални части на литосферните плочи и е започнал вече режим на колизия. За известен период заедно с потъващата океанска плоча в по-

тъване се въвлича и континенталната кора на Родопския масив. Трябва още да се допълни, че в пространството между сблъскващите се континенти попадат разнородни и разновъзрастни тектонски елементи от по-ранни океани, микроконтиненти, островни дъги, планини, блокове и крайни морета (платформи). Всичките тези относително малки и разнородни блокове на земната кора, възникнали на различни места и в различен период по време на режима на колизия, се обединяват в тектонски колаж (мозайка) и са известни с името терейни. Без съмнение такъв акреционен терейн представляват Родопите. Техните протолити имат предкамбрийска, палеозойска и мезозойска възраст. Паралелно с обединяването си обаче тези разнородни тектонски блокове се въвличат в някои участъци в потъване и претърпяват различни степени на метаморфизъм. Може още да се допълни, че субдукцията не е преминала едновременно по цялата дължина на конвергентната граница, защото краят на конвергиращите континенти е реологически нееднороден и затова не се формира една линейна ивица. Реално са съществували отделни изпъкнали сегменти (индентори), какъвто в момента е Арабският индентор, и участъци, където се запазват даже реликти от океанска кора между тях.

По време на горноюрско-долнокредната колизия могат да се посочат три такива индентора, които проникват дълбоко на север в Евразия (Българската плоча = Мизийската платформа). Единият индентор по геоложки данни и степен на изученост можем да го наречем Тракийски (Истанбулски), а другият – Родопски (Егейски). Всъщност това е срединният Егейския масив, който Д. Яранов още през 1955 и 1960 г. включва в херцинския тектоген (стр.176, 177). Съвременният Пиринско-Пангайонски земекорен блок е част от Апулийските (Африканските) бордерленди (микроконтиненти).

През време на вътрешноплочната субдукция (Interplate subduction) горната част на слеба се разтопява до такава степен, че за сметка на своето по-голямо тегло се откъсва от континенталната земна кора и потъва в мантията. В този случай периодът продължава от късен калов до края на валанжа, т.е. около 25 Ма. От този момент субдукционният магматизъм се прекратява, а теренът на континенталната земекорна надхлъзгаща се плоча рязко се издига, защото се освобождава от дълбочинното натоварване на океанската плоча (слеба). Тук не бива да се забравя, че част от горната плоча, която е увлечена от потъващия слоб за определен период, наред с обилното насищане с хидротермални разтвори и променените Р-Т условия се метаморфозира и след отделянето от слеба се осъществява бърза екстензия и есхумация. Така се образуват високо издигнати обширни метаморфни подувания (куполи) и понижения. Типичен пример в това отношение е днешният Родопски масив, на който първичните скални последователности–протолитите, с възраст от докамбрия до края на мезозоя, са претърпели общ алпийски метаморфизъм в рамките на амфиболитовия фациес във времеви интервал от 62–32 Ма (A r n a u d o v et al., 1990). Също така трябва да се спомене, че в потъване се увличат само отделни участъци (джобове) и при тяхното издигане по периферията им се формират зони на срязване. Такива са Маришката, Централнородопската, Старцевската, Местенската зона и др. При геофизичните проучвания те се определят като гравитационни преходи, поради рязка граница в тяхната плътност.

Тракийската (Истанбулската) навлачна плоча се е придвижила в Югоизточна България и всъщност този навлак отдавна е известен под различни имена: в България – Странджански навлаци (Г о ч е в, 1985; странджанските триас-юра и палеозойските скали), Източнородопски комплексен навлак (Б о я н о в, Р у с е в а, 1984), и в Турция – Истанбулски навлак (S e n g o r e t al., 1984a). Напоследък повече информация може да се получи от изследванията на колектив изследователи, начело с П. Чумаченко, които разглеждат този навлак под името Маториди. Същият се състои от три тектонски навлака, разположени един върху друг (триплекс). Най-ниско е разположен Котленският, после върху него Глоговският и най-отгоре е Корийският (Ч у м а ч е н к о и др., 2007). Тези тектонски навлаци имат австрийска възраст. Те са разделени от навлачни повърхнини, като най-долната от тях всъщност е дислокацията на Чудните скали. Тези автори установяват, че триаските и юрските скали са алохтонни и участват в строежа на посочения по-горе Маториден навлак, и правят успешен опит да обвържат тетиските (триаски и юрски) скали от Източна Стара планина и Странджа и да реставрират общия им басейн (фиг. 2). Според други изследвания алохтонът на Странджанския навлак е тясно свързан с единицата „Босфора“, всъщност с палеозойските и мезозойските скали на полуостровите Коджаели и Пашаели. Най-характерното за тези навлечени материали е присъствието на плиткоморски карбонатни фациеси от ордовика до горния девон и перма включително, алпийски триас и юра, стратиграфски хиатус до турона (В и н г о л e t al., 1977). Най-вероятният корелат на тази тектоногрупа може да се търси в Краище и разбира се в Родопите, но коренно променена от по-късния алпийски метаморфизъм, и за тях може да се съди по възрастта на протолитите.

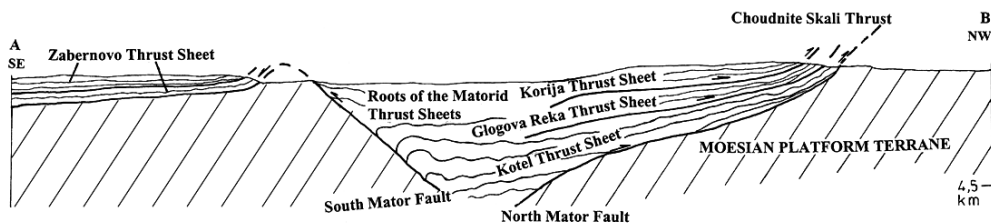
По този въпрос много усилия полага известният български геофизик Хр. Дачев и неговите идеи са представени в последния му труд „Строеж на земната кора в България“ (1988). Той извършва геодинамично райониране на България и според неговите представи то е продължение на тектонското райониране. „Разликата между тях се изразява в привличане на максимално количество геофизични данни, които позволяват по-добро изясняване на дълбочинния строеж на геоложките тела и структури, техните веществени и динамични характеристики, етапи на развитие, естество и преобладаваща насоченост на действащите върху тях ендегенни сили, на типа и еволюцията на земната кора.“ (Д а ч е в, 1988, стр. 298–299). Според него територията на България принадлежи към регион с преобладаващо островнодъгово развитие през алпийския етап, присъщо на северния клон на Алпийския ороген на Балканския полуостров. И в това пространство могат да бъдат отделени две геодинамични области: Южнобългарска, или Алпийска (Балканидна), която представлява най-предната част на островнодъгова система, и Севернобългарска, или Мизийска, отговаряща на нейната тилна (заддъгова) част. На базата на геодинамичен анализ той отбелязва редица основни черти на строежа и тектонската позиция на основните структурни зони, отделени по младоалпийския структурен план. Мизийската платформена област се разглежда с относително стабилно развитие през фанерозоя и върху нейната югозападна периферия са разположени по-голямата част от Предбалкана, вероятно и части от Стара планина, и всъщност това са градивните елементи на Южномизийската периплатформена област. Върху нея са навлечени или възседнали алохтонните ядра на Лудокамчийската зона и Шипченския ан-

тиклинорий на Старопланинската зона, а по всяка вероятност и на Тетевенския антиклинорий върху Централния Предбалкан, също Западните Балкани и Предбалкан. Те всъщност са разположени в челния фронт на ранноалпийския Югозападнобългарски комплексен дълбочинен навлак с преобладаващ гънков и алохтонен строеж. Родопската област е образувана заедно с Краищидите и представлява зона с наслагане на големи алохтонни пластини и това е Родопският блок от Южнобългарската островнодъгова геодинамична област.

Другият мегаблок на тази геодинамична област е Тракийският, който представлява Югоизточнобългарския дълбочинен комплексен навлак. И двата дълбочинни навлака са разположени върху южните склонове на Мизийския мегаблок. Възникването на тези навлаци трябва да се свързва с процесите на закриване на Мезотетиса (Вардарския микроокеан) през долната креда. Границите между тези мегаблокове се мотивират с ясно изявените дислокационни линии на Златоград-Ямболския и Балканския гравитационен градиент, представляващи реликти на навлачни структури.

МЯСТО НА РОДОПСКИЯ МАСИВ В ТЕКТОНСКИЯ СТРОЕЖ НА БАЛКАНСКИЯ ПОЛУОСТРОВ

И тук идва най-трудният проблем в българската тектоника – за мястото на Родопския масив и дали изобщо той е срединен, или е част от обширния акреционен пояс на Евразия. Могат да се предложат сериозни доказателства, че изопическите зони на Балканидите от територията на Румъния и Сърбия продължават по западната периферия на Мизийската платформа, на запад от България. Краят на изопическите зони на Балканидите се наблюдават отчетливо на юг в полуостровите на Халкидика (Касандра, Ситония и Айрон Орос/Света гора). От запад на изток последователно се наблюдават Вардарската зона (Вътрешната Динаридната зона), Циркумродопският седиментационен пояс (най-вътрешният хелениден офиолитов пояс) и най-източната – Сръбско-Македонската зона с двете си серии (Вертискос и Кердилиа). От последния полуостров на Халкидика на ИСИ се простира Егейският, или Пиринско-Пангайонският микроконтинент. Юрски до долнокредни офиолити се наблюдават само във Вардарската зона и Циркумродопския пояс. Те не се установени върху Сръбско-Македонската зона, няма ги в обхвата на Пирин-Пангайонския блок, включително на островите Тасос и Лимнос. Но могат да се наблюдават на изток на остров



Фиг. 2. Палинпастичен схематичен тектонски разрез на ЮИ България в края на ранна креда (по Чумаченко и др., 2007, с допълнения, 2013)

Самотраки, по долното течение на р. Марица, на остров Лесбос и на юг от Дарданелите на полуостров Бига в СЗ Турция (В e v i e n, 1983; K a r a m a t a et al., 1989; K o t o p o u l i et al., 1989; T s i k o u r a s, H a t z i p a n a g i o t o u, 1995; G l a z u n o v, 1995; B o n e v, S t a m p l i, 2005) и на изток продължават в единицата „Овасик“ на зоната Тавшанли (O k a y, 1986), южно от сутурата Вардар-Измир-Анкара. Аналогични материали се наблюдават по периферията на Югоизточните Родопи както на българска, така и гръцка територия като непълна офиолитова последователност, влизаща в Циркумродопската зона (M r o s k o s, W a w r z e n i t z, 1995). Това е известната Долнолуковска свита (Б о я н о в и др., 1990). Фактически тези юрски офиолити се наблюдават по двете крайбрежия на Егейско море, или на запад и на изток от Родопския масив. И тук идва въпросът – след като около Родопския масив има офиолити, дали и в него има такива?

НАЛИЧИЕ НА ОФИОЛИТИ В РОДОПСКИЯ МАСИВ

Другият логичен въпрос, който следва да бъде зададен, е възможно ли е част от тези офиолити да се намират в Родопите? Първо, ако хвърлим поглед на юг от Родопите, в рамките на Атико-Цикладската област, където се наблюдават най-близките метаморфни терени, ще се установи, че там тектонометаморфната преработка на кората е осъществена в интервала от олигоцен и до долния и средния миоцен, когато достига своята кулминация. Именно през този период при високи температури (380–700 °C) и средна компресия се проявява частично разтопяване на скалите с образуване на мигматити, а по-късно внедряване на син- и постметаморфни интрузии, представени от S-гранитоиди, пластови тела и дайки от левкогранити до големи гранодиоритови масиви. U–Pb датировки по циркони определят, че времето на частичното разтопяване е около 20,7–16,8 Ma, а възрастта на интрузиите 15,4–11,3 Ma (K e a y et al., 2001). Аналогични събития са се проявили и на изток от Егея в Мендереския масив, който е продължение на Атико-Цикладската област. Там метаморфизмът започва дори по-рано – през късния еоцен (т. нар. „главен метаморфизъм“). Тук Rb–Sr датировки посочват възраст от 35 Ma, по-късно през ранния миоцен се внедряват синтектонски гранитоиди с възраст от 19,5 Ma по $_{40}\text{Ar}/_{39}\text{Ar}$. Те са внедрени по пластични разломи, но заедно с вместиращите скали са претърпели пластични деформации и катаклаза (D o g a et al., 1995; G e s s n e r et al., 2001; H e t z e l et al., 1995). Както е известно метаморфизмът на Родопите е в обхвата от 62 до 32 Ma (A r n a u d o v et al., 1990).

Метамафичните скали, които се разкриват в метаморфния фундамент на Родопския масив, най-добре са изследвани и интерпретирани от К о ж у х а р о в а (1972, 1977, 1984 и др.). Тя допуска, че те са докамбрийска офиолитова асоциация, синхронна с първичното скалообразуване и с техния метаморфизъм. Според нея тази асоциация е привързана към четири докамбрийски метаморфозирани вулканогенно-седиментни свити: Лисовска, Чепелерска, Въчанска и Луковишка. Магматичните скали заедно със серпентинитите формират офиолитова асоциация, състояща се от три комплекса: а) метавулканити, б) метаинтрузиви и в) метасерпентинити. За метавулканитите се предполага, че представляват

нискокалиево-високомагнезиеви толеитови вулканити, редуващи се с ултраосновни (коматитов тип) вулканити. В комплекса на метаинтрузивите участват габро-норити, габро, габро-диорити и габро-диабазис с добре запазени реликти от магматични минерали и структури. Скалите от комплексите на метавулканитите и метаинтрузивите са диференцират и от обща базалтова магма, проникнала по дълбочинни разломи в земна кора от континентален тип. Латералната изменчивост на вулcano-сидиментните скали, както и химизмът на вулканитите подсказва за утаяване в шелфово море. Континенталната суша се е намирала на север, а на юг се е простирал дълбок басейн. В комплекса на метасерпентините влизат пространствено добре обособени геоложки тела с еднообразен петрографски състав и високо значение на коефициента на магнезиалност. Те представляват фрагменти от серпентинизирана океанска кора, обдуцирана на активния край на древен континент, а по-късно разкъсана, будинирана и асимилирана по време на регионалния метаморфизъм. Разпространението на метаморфозирани вулканогенно-сидиментни свити и серпентинити са представени добре на схематична геоложка карта (К о ж у х а р о в а, 1984; фиг. 1, стр.14). Според К о ж у х а р о в а (1984) серпентинитовите масиви и включените в тях блокове от силно изменени габро и плагиоклазови дайки представляват древен меланж, който се наблюдава на много места върху пъстра основа. При своето движение те се обединили във вид на вулcano-сидиментни пластини или били покрити от вулканити. Последващият метаморфизъм предизвиква дълбоки неравномерни изменения в сидиментните и магматитите. Всеобщата метаморфна прекристализация и консолидация превръща асоциацията от магматити и сидименти от „чужди тела“ в съставна част на метаморфния комплекс. Ако се направи сравнение с трите слоя на океанската кора (А, В и С), се вижда пълно съвпадение (базалти, интрузиви и серпентинити). В о n e v et al. (2006), които обсъждат метамафичните скали в Източните Родопи, доказват, че те са разкриват само в горната високостепенна единица на метаморфния фундамент и асоциират с метасидименти и метаултрамафити и принадлежат към вулканска и плутонична асоциация. Петролого-геохимичните данни, получени от протолитите, определят афинитет към толеитови магматити от срединноокеанските хребети, островните дъги и вътрешността на океанските плочи. Геохимичните резултати насочват към супрасубдукционен произход на метабазитите, които са съвместими и с типа на разкриващите се метасидименти. Регионалната геоложка среда на цялата офиолитова свита и асоциираните сидиментационни последователности представляват обдицирани офиолити върху древната суша на Родопския масив и са реално свързани с Вардарския океан. В района на Еврос в Тракия, СИ Гърция, също така се разкриват офиолити, които заедно с нискостепенните вулкански и сидиментни скали се разглеждат като част от Циркумродопския пояс. Средно-горноюрската възраст на габро от Евроските офиолити е определена по К-Аг метод от амфиболити и по треков метод на апатити (160–141 Ма) (В i g g a z z i et al., 1989). Аналогична възраст за плагиогранити и габра (средна тектонска единица) е получена от П e й ч e в а и др. (1996) за Източните Родопи (160±19 Ма). Безспорно е, че метаофиолитите са обдицирани върху Родопската суша през горната юра и по-късно са били увлечени в потъване и претърпяват метаморфизъм в амфиболитови фации. в интервала 62-32 Ма (А r n a u d o v et al., 1990). От други изследвания е известно, че в Централна Гърция, Тесалия,

потъването на юрската Пелагонийска карбонатна платформа до батиална дълбочина е установено по силицираните варовици и радиоларити, които нагоре се сменят от фини силицикластични седименти и после следват офиолитови последователности и меланж. Времето на станалото събитие е установено по радиоларии, характерни за късна-средна юра (късен бат–ранен калов), като те се извлечени от радиоларитите. Те маркират времето на колапс на плитководната Пелагонийска карбонатна платформа до батиални дълбочини, свързано с нейното корово натоварване от придвижващи се офиолитови навлачни пластини, обдицирани от Вардарския океан. Той е разположен на север от Пелагонийската карбонатна платформа (Danielian, Roberts, 1995). Ориентирано подобна възраст от 164 Ма е установена както за офиолити извън Родопския масив, така също и за метаофиолити от неговите предели. Подобни резултати са получени за Бачковските гнайси (тук може да се посочи Руенската подсвета от Луковишката свита, изградена от метабазити) и Добралъшките метагранити $-153,5 \pm 4,1$ Ма. Осцилаторната магматична зоналност на цирконите потвърждава магматични протолити на Бачковските левкократни гнайси. И двата типа метаскали са претърпели наложен късноалпийски метаморфизъм преди $55,0 \pm 7,2$ Ма. Тук може да се вметне, че т. нар. Първенецки комплекс показва възраст от 330–340 Ма, която съвпада с времето на високостепенния метаморфизъм в Централното Средногорие (Sargan et al., 2006). Ако се погледнат последните резултати от изследваните мигматити от долината на р. Чепинска и образуванията паралелно с тях малки тела от анатектичен гранит в края на регионалната пластична деформация и U-Pb датирание на циркон и монацит, от тези тела се установява, че възрастта на циркона, унаследен от магмен протолит с корово-мантиен генезис, е 150 Ма, докато за монацита са получени смесени възрастови компоненти в интервала от 59–63 Ма, вероятно свързано с кристализацията на анатектичната топилка (Cherneva et al., 2006). В двата случая се установява, че едни и същи по възраст протолити (юрски) имат различни степени на метаморфизъм. Трябва да се има предвид фактът, че най-верен критерий остава първичната възраст на протолитите, следвана от времето на метаморфизма. Също така за метаофиолитите се установява, че: 1) те се наблюдават както около Родопския масив във Вардарската зона и Циркумродопския пояс, така и във вътрешността на Родопите и тяхното обдициране е станало в края на късна–средна юра (късен бат–ранен калов (Danielian, Roberts, 1995); 2) Родопският масив заедно с обдуцираните офиолити е увлечен в потъване и изтъпява метаморфизъм в рамките на амфиболитовия фациес в интервала 62–32 Ма (Arnautov et al., 1990).

ВЪЗРАСТ НА ПРОТОЛИТИТЕ В РОДОПСКИЯ МАСИВ

Последните изследвания в Родопите относно възрастта на протолитите и времето на метаморфизма могат да ни насочат към приемливи изводи. Например, новите картировъчни, детайлни структурни и петроложки изследвания, проведени в Севернородопската антиформа, доведоха до отделяне на две еднорангови метаморфни единици – Бачково-Добралъшка и Асенишка (Саров и др., 2006).

Получените прецизни U–Pb цирконови изотопни геохронологички данни, както и тяхната осцилаторна зоналност, показват за Бачково–Добралъшката единица (левкократни гнайси и метагранити), че те са магматични протолити и имат юрска възраст ($153,5 \pm 4,1$ Ma) и наложен късноалпийски метаморфизъм $55,9 \pm 7,2$ Ma (Q u a d t v o n e t a l., 2006). На запад от Родопите, в Краищенската зона, се наблюдават юрски скали, но не и магматити с такава възраст. Тези данни показват, че разкриващите се магматити в Родопите, включително и метаофиолити, не се наблюдават на запад от Родопите в Краище, независимо че там има подобни седиментни скали. Този факт безспорно доказва, че Родопският масив в тази си позиция днес е чуждо тяло за територията на България, респективно Българската плоча=Евразия, и той се е намирал някъде на юг в пространството на днешното северно Егейско море, на меридиана на днешна Тесалия и е бил придвижен на север от Апулийския индентор през австрийско време през средната креда. Реално това е Егейският херцински срединен масив, според представите на Я р а н о в (1960, стр.177) за палеозойските тектонски етапи. Посочената единица според изследванията и на други автори се състои от метагранити, метагранодиорити и левкократни гранити (ортогнайси), над които следват метаморфозирани вулкански и вулканогенно-седиментни скали с базичен състав (метабазитни тела), разкриващи се в матрикс от метапелити (парагнайси) (И в а н о в и д р., 1984; К о ж у х а р о в, 1984; I v a n o v e t a l., 2000). Общата дебелина на цялата група от скали (Нареченска, или Ситовска) е около 1400–2400 m. Може да се допълни на края, че Нареченската група (Ситовската) реално е представена от орто- и параметаморфни скали, като в долния разрез преобладават ортогнайсите (метагранити и метагранодиорити, свитата Добралък–Бачково (Луковишка, Бачковска и Бойковска), а в горния – напомним на плиткоморска карбонатна платформа (видима дебелина около 1500–2000 m).

Напоследък бяха посочени геохронологички данни за мигматити от Западните Родопи, от долината на р. Чепинска, които се придружават от малки тела от анатектичен гранит, образуван в края на регионалната пластична деформация. U–Pb изотопно датиране на циркон и монацит от тях характеризира възрастта на циркона като унаследен от магмен протолит (150 Ma) с корово-мантиен произход и смесени възрастови компоненти при монацита (59–63 Ma), свързани с кристализацията на анатектичната топилка. В двата случая има метаморфизъм в амфиболитов фациес, но само по долината на р. Чепинска той е придружен с мигматизация, като възрастта на протолитите е една и съща (C h e r n e v a e t a l., 2006). В алохтонните части на екстензионната Централнородопска структура (Старцевска и Боровишка литотектонски единици) установените протолити на метаморфните скали също така се отличават по възраст. Биотитовите метагранити имат около 150 Ma, а метаморфната рамка, в която са внедрени с ясен дометаморфен интрузивен контакт, показва възраст от 450–470 Ma. Това е безспорно ордовишка възраст. В същото време обаче на запад в Сръбско–Македонския масив се доказва широкото разпространение на ордовишки метагранити (в Беласица–Лозенския), които по своите петроложки, геохимични и изотопни особености не се отличават от аналогични скали в Малешевска и Огражденска планина – от 451 ± 18 до 462 ± 17 Ma (Z i d a r o v e t a l., 2003; M a c h e v a e t a l., 2006). Те са внедрени в скали, които имат 550–580 Ma възраст (горен протерозой; според международната стратиграфска схема на G r a d s t e i n e t a l., 2004).

Но отново в Родопите, в Ардинската единица, са открити порфиорокласични метагранити с циркони, които са кристализирали преди около 440 Ма, както и по-стари от тях скали. Реално в рамките на Централнородопското подуване в Ардинската литотектонска единица най-често се разкриват гранитни протолити с херцинска възраст – 310 Ма (Cherneva et al., 1991, 2000; Petcheva et al., 2000; Arkadakis et al., 2000; Овчарова, 2005).

Аналогични данни могат да се посочат и за Източните Родопи, за Белоречките и Кесебирските метагранити, които са включени в Стражецко-Белоречката литотектонска единица (Бяла река–Кехрос и Кесебир–Кардамос), където изотопно-геохронологични изследвания с помощта на U–Pb изотопен метод по циркони и Rb–Sr изотопен метод по валови проби дават херцинска възраст от 310–340 Ма за първите и 340 ± 26 Ма за вторите метагранити (Petcheva et al., 1992a,b; Petcheva, Quidt, 1995; Пейчева и др., 1996; Bonev, Vessalitto, 2005). Херцинските гранитоиди са внедрени в скална основа с възраст около 575 Ма (горен неопротерозой). Аналогична възраст от 334 Ма е получена и за гръцката част на Източните Родопи, която засяга т. нар. Долна тектонска единица, съответстваща на единицата Бяла река–Кехрос (Proskos, Wawrzewitz, 1995; Bonev, Vessalitto, 2005). Rb–Sr изотопни данни за валовите проби от Жълтичалската, или среднотектонската единица от метаплагиогранити определят възраст от 160 ± 19 Ма при начално отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70544$. Тази възраст се интерпретира като време на кристализиране на плагиогранитите, а метаморфозирането им е станало през късноалпийско време (42–35 Ма). Това стронциево отношение съвпада с измереното в проба от метагабро. На тази основа авторите разглеждат плагиогранитите и габрата като компоненти на метаофиолитов разрез с юрска възраст и свързан с островнодъгова или активна вулканска крайнина (Пейчева и др., 1996)

ВЪЗРАСТ НА МЕТАОФИОЛИТИТЕ ИЗВЪН РОДОПСКИЯ МАСИВ

Заслужава да се обсъди проблемът с тези метаофиолити, които се разкриват по периферията на Родопския масив на запад и юг във Вардарската зона и Циркумродопския седиментен пояс и различните петна от габра и серпентинити, наблюдаващи се на различни места по северния склон на Централните Родопи, а също и тези на юг от Родопите – на остров Самотраки. Някои от тях са претърпели и алпийски метаморфизъм. Възрастта на обдуциране на офиолити, както се посочи по-горе на базата на изследванията на Danliana, Roberts (1995), е настъпила в края на средната юра (късен горен бат–ранен калов). Тогава става смяна на плиткоморската седиментация с дълбокоморска (батиална с радиоларити) и дебели от няколко km офиолити. Днес са запазени само на отделни места и с непълен профил на океанската кора (слой 1; слой 2, 2А и 2В – оливинови базалти (толеити), и 2С – долеритови дайки (интрузивни аналози на базалтите); слой 3, 3А – изотропно габро, и 3В – серпентинизирани перидотити). Рядко се среща пълен запазен профил на обдицираната океанска кора, съответстваща на известните три слоя, посочени по-горе.

В обсега на Кесебир–Кардамоската литотектонска единица Овчарова, Sarov (1995), Bonev, Vessalitto (2005) характеризират метагранитоиди-

те като S-тип и представляват син- до постколизийни гранити, докато метаплагиогранитите носят особеностите на I-тип океански плагиогранити, формирани в заддъгов вулкански хребет. Кесебирските метагранитоиди са деформирани и показват североизточна посока на сръзващи движения.

По-горе беше засегнат въпросът и за метаофиолитовия комплекс, представен от плагиогранити и метагабра обаче в рамките на високометаморфния комплекс, с възраст около 160 Ма (реално това е горноюрска възраст – оксфорд), които се наблюдават в обхвата на Вардарската зона (Вътрешна Динаридна зона) и в Циркумродопската зона (най-вътрешен хелениден офиолитов пояс – ИМНОВ, М е r c i e r, 1968). Във Вардарската зона това са предимно лещообразни тела от серпентинити с размери от 10 до 100 m и са алохтонни. В по-голямата си част те са деформирани и нагънати. По-малко се срещат перидотити и дунити и още по-рядко се срещат тела от метагабро и дайки от диабази. Тук офиолитовият комплекс е покрит от титонски и долнокредни седименти. Отново той влиза в обхвата на горната юра (155–150 Ма). Същата възраст имат и офиолитите от ИМНОВ (Циркумродопската зона) от разкритията в Северна Гърция (Македония, в разкритията при Гевгели, Ореокастро, Метаморфозис, Касандра и Ситония) и тези в Западна Тракия, които се разкриват под терциерните седименти или покриват тектонски родопските високостепенни метаморфити. Те са разпръснати в следните локалитети: Макри, Марония, Дримос–Мелия, Микрон–Дерион, Мандрица–Метаксадес, Агриани и Дидимотихон, и са обединени в офиолитов комплекс Еврос, където са установени плагиогранити, габро, мафични дайки, представени от толеитови базалти до андезити и бонинити (В o n e v, S t a m p f i, 2005). Средно-горноюрска възраст е определена за габро по К–Аг метод за амфиболити и по трековия метод на апатит (160–141 Ма, В i g g a z z i et al., 1989). Тук може да се добави и изследването на офиолитите на остров Самотраки (Т s i k o u r a s, Н a t z i p a n a g i o t o u, 1995). Островът всъщност се явява свързващо звено между офиолитите на запад и на изток от Родопския масив. Според последните изследователи на острова се наблюдава последователност от габро, диорити, базалти и масивни долерити, които надхвърлят дебелина от 1000 m. Радиометрично датирание на амфиболити от диорити определя възраст от 154 ± 7 и 155 ± 7 Ма (кимеридж, т.е. отново горна юра). Според горните автори офиолитите лежат върху фундамент, който е изграден от шистозни серии с горноюрска-долнокредна възраст. Очевидно този извод е неверен, защото не могат горноюрски офиолити да лежат върху долнокредни седименти (Н e i m a n n et al. 1972), освен ако не са навлечени. Такъв факт не се посочва. Според последните изследвания на D a n e l i a n, R o b e r t s o n (1995) от планината Калидромон, Централна Гърция, разположена върху Пелагонийската юрска карбонатна платформа, е установено, че нейното потъване е отбелязано от силицифилни варовици и радиоларити и после са последвани от офиолитови пластини и меланж. И това събитие е станало през средната юра в интервала късен бат–ранен калов. Всъщност те маркират времето на колапс (потъване) на плитководната Пелагонийска карбонатна платформа до батинални дълбочини вследствие на коровото натоваване от придвижващата се на юг офиолитова океанска навлачна пластина на Вардарския океан. Тази последователност доказва флексурния колапс на платформата, свързана с регионалната офиолитова обдукция. Реално този факт точно посочва времето на обдукция

на офиолити върху Пелагонийската платформа на юг и също на север върху Вардарската зона, Циркумродопския седиментен пояс и Родопите. Тази възраст разкрива усиленото потъване на платформата през или след късната средна юра (късен бат–ранен калов). Този извод недвусмислено показва, че офиолити се наблюдават на юг от Родопския масив, но няма такива скали както на запад, така и на изток от него. Наличието на офиолити в неговите предели и също така по северните му склонове, а вероятно и в Горнотракийската низина, ако съдим по Горнотракийската гравитационна положителна аномалия (Д а ч е в, 1988), още един път ни дава основание да твърдим, че Родопският масив и цялата територия на север от него до Стара планина са били някъде на юг в обсега на сегашното Егейско море и са придвижени и навлечени на сегашното им място през средната креда през австрийския диастрофизъм. Челото на този навлак се наблюдава днес във Васильовска планина да лежи върху Западнобалканската карбонатна група, която има калов-баремска възраст (фиг. 5).

Още по̀ на запад, в обсега на Западните Родопи и Рила планина, последните изследвания разкриха, че първият тип гранитоиди (Белмекен и Грънчарица) имат горнокредна възраст, но вторият и третият тип по изотопни данни дават възраст на кристализация на рилските биотитови гранити (II тип) около 37–38 Ма и охлаждане до 300 °С преди 36 Ма. Обаче предварителните данни за протолитите (метадiorити) на Ардинската единица, източно от Рилския батолит, показват горнопермска-долнотриаска възраст (253 ± 13 Ма). Но такава възраст $248,85 \pm 0,70$ Ма имат и Скрътските гранитоиди от Беласица планина, които са част от Сръбско–Македонския масив (P e y t c h e v a et al., 2005), Игралещенският плутон (Огражден) – 240 Ма (Z i d a r o v et al., 2004), и тези в Халкидическия полуостров, Северна Гърция, гранитът при Арнеа – между 210–230 Ма (D e W e t et al., 1989, H i m m e r k u s et al., 2003).

В Централните Родопи C h e r n e v a et al. (1991), L i a t i et al. (2005) определят подобна възраст за метагранити и базични магматити. Долно-среднотриаски вулканити са установени също при Кремиковци и северно от Враца (V a r t s a r o v a et al., 1979; Д а м я н о в, 1993). Последният автор смята, че те имат континентален рифтов характер, свързан с разрушаването на суперконтинента Пангея–2.

Общо взето може да се отбележи, че юрски протолити освен във вътрешността на масива най-далече се наблюдават по северната периферия (подножие) на Родопите, включително и серпентинити при селата Първенец, Белащица, Куклен, Пловдивско, между Кърджали и Момчилград и на юг на различни места на повърхността в Източните Родопи и също на дълбочина под 300 m с площ над 100 km² (N i k o v a et al., 1995). Тези, които са във вътрешността, са претърпели метаморфизъм амфиболитов фациес, а тези по северното подножие не са били увлечени в потъване и промени и затова К о ж у х а р о в (1966, 1983) ги възприема като протрузии. Той предполага, че те са проникнали по дълбочинни разломи, но след метаморфизма. До подобни изводи достигат и други изследователи, които посочват обдициране на офиолити върху северните участъци на Родопите (G u i r a u d et al., 1992). Те отбелязват наличието на Р-Т слюдени шисти при с. Бяла Черква, които се редуват с едновъзрастни обдучирани офиолити в подножието на Северните Родопи. Слюдените шисти после са били

погребани на дълбочина до 30 km и са активни участници в удебеляването на земната кора на Родопите.

Най-вероятното обяснение на ставащите тогава събития могат бъдат представени в следния вид: след обдукцията, започващата колизия е била с различни конвергентни очертания, т.е. с изпъкнали (индентори) и вдлъбнати сегменти. Един такъв изпъкнал край на Апулийската платформа (плоча), точно на завоя на юрския жлеб, е бил Егейският индентор, а по̀ на изток – Сакарийският (Л о м и з е, 2004). Последният е известен с различни имена: Странджански навлак (Н а ч е в, М а л я к о в, 1979), Истанбулски навлак (S e n g o r e t a l., 1984a), Странджански навлаци (Г о ч е в, 1985), Тракийски (Д а ч е в, 1988) или Маториден (Ч у м а ч е н к о и д р., 2007). Конвергенцията, продължаваща след приключване на субдукцията, събира един срещу друг континенталните участъци на двете срещуположни плочи. В резултат бавно, но сигурно, инденторът (Пирин-Пангайонският бордерленд, откъснат от апулийската ивица от микроконтиненти) започва да изтласква на север Родопския масив заедно с лежащия пред него Сръбско-Македонски масив по Струмския разлом на запад и Централнородопския на изток заедно с покриващите по-млади формации: моравидите, палеозойските, включително и мезойските (триаските, долно-средноюрските, горноюрско-долнокредните флишеви утайки (калов-валанж). Очевидно този процес е започнал след отлагането на Западнобалканската карбонатна група, която има калов-баремска възраст, т.е. в края на барема. В Етрополския Балкан, във Васильовска планина, се наблюдават взаимоотношенията между навлечените палеозойски, триаски и долно-средноюрски скали върху Западнобалканската карбонатна група. Разкриващите в Средногорието кристалинни скали (Арденска и Ботурченска група, равносилно на Сръбско-Македонския масив – Огражденска група) заедно с херцинските гранитоиди и покриващите ги нискометаморфни, палеозойски и мезозойски скали, са всъщност части от този единен акреционен блок, придвижен след барема. Навличането е станало именно през този интервал, защото Средногорската горнокредна островно-вулканска дъга се е образувала през сенона, разполага се върху тях и ги разкъсва. Ако се очертае западната граница на придвижването на Родопската навлачна плоча спрямо ивицата на Балканидите, може да се види, че тя съвпада напълно с разпространението на ивицата горноеоценско-долно-олигоценски седименти и вулканити, като се започне от Местенския грабен, Брежанския, Сухострел-Логодашкия, Пиянешкия, Бобовдолския и се стигне до Пернишкия грабен. На СИ в най-общ вид границата продължава през Голобърдския навлак (Г о ч е в, 1983) и по-нататък тя се наблюдава по западната периферия на Централното Средногорие заедно с лежащите върху него диабаз-филитоиден комплекс (ДФК), палеозойски, триаски и долно-средноюрски скали. Челото на тази навлачна пластина са лежащите навсякъде с дискорданс във Васильовска планина палеозойско-мезозойски скали върху Западнобалканската карбонатна група (калов-барем). В случая те лежат и върху Централнобалканската флишка група. На всяка геоложка карта могат да се видят отделни петна от триаски и долно-средноюрски скали, които лежат върху флишката група (калов-валанж). Например Корфийският синклиноид, Централнобалканската антиклинала е предният фронт на Родопската навлачна пластина, която на изток завършва със Скобелевската периклинала (Чешитев, 1971). На запад в пространството на Свогенската антиклинала също се наблюдават навлечени

последователности. Според К а л а й д ж и е в (1975) в обсега на Издремецката синклинала, свързващо звено между Берковската и Свогенската антиклинала, се наблюдават четири навлака: Кукеровски, Церовски, Издремецки и Искрецьки. Тук е установено полягане на южното бедро на Издремецката синклинала на север. Навлакът е представен от обърнатите пластовете на триаса, долна-средна юра, включително и Западнобалканската карбонатна група (калов-барем). В другите навлаци участват скали наДФК и на палеозоя (ордовика), а така също и гранитоиди. Навлачната повърхнина е наклонена на юг при 30–35°. Навлачните нарушения са прояви на Видличката дислокация (С т. Б о н ч е в, 1930). По същата дислокация на запад в долината на р. Нишава се наблюдава навличане на триаски, юрски скали, включително и Салашката свита (бериас-апг).

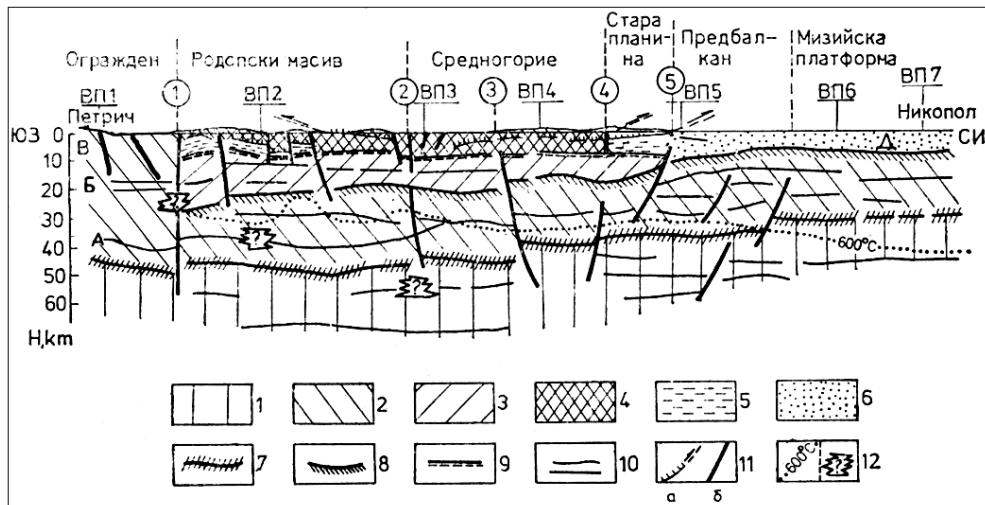
Б о н ч е в и Й о с и ф о в (1963), обяснявайки съотношението между регионалното и локалните негативни остатъчни гравитационни аномалии във Васильовска планина, смятат, че тези аномалии са отражение на гънково-блокови структури, които нямат дълбоки корени, или са блокове в алохтонно положение. До същия показателен извод достига Б о г д а н о в (1980), който посочва, че Тетевенската издигнатина се характеризира с гравитационен минимум и предполага, че това е изцеден от дълбочина клин или е блок в алохтонно положение. Подобни виждания могат да се забележат и в статията на М а г и н о в е t al., (2000, с.48). Авторите посочват, че Тетевенският блок е алохтонна плоча, придвижена от Централното Средногорие на север през австрийско време и навлечена върху горноюрско-долнокредния флиш на Централния Предбалкан.

Източната граница на Родопския акреционен блок може да се прокара през Източнородопските горноеоценско-олигоценски басейни. Днес границата в известна степен както на запад, така и на изток е замаскирана от ексхумацията на метаморфните ядрени (сводови) комплекси след среден еоцен. Тук се имат предвид Осоговският, Белоречкият, Кесебирският, Западнородопските, Рилският и Пиринският свод, може би и Сакарският и други по-малки ядра от гранитоиди и метаморфити. И може би най-интересно при интерпретацията на този акреционен навлечен терен е дали и на юг може да бъде ограничен с някаква граница. Очевидно такава гранична ивица представляват отново горноеоценско-долноолигоценските басейни, като се започне от Източнородопските (Източнородопско-Западнотракийска магматична зона; Y a n e v e t al., 1995), през Смолянския, Витинския и на СЗ отново Местенския, Брежанския, Сухострелския, Пиянешкия, Каменишкия, Бобовдолския и се стигне до Пернишкия грабен. Те всичките са разположени в периферията на придвижения на север Родопски блок, защото тук е най-изтъняла земната континентална кора. Вероятно тук могат да се добавят и палеогенските басейни в Македония, например при Кратово и Злетово, които също се явяват зад фронта на отделни среднокредни навлаци. В най-общ вид тази басейнова ивица съвпада с палеогенската Македоно-Родопско-Северноегейска магматична зона (MRNAMZ) (D a b o v s k i e t al., 1989; H a r k o v s k a e t al., 1998). Посочената по-горе грабенова ивица бележи границата между Егейския индентор (Пирин-Пангайонския) и Родопската навлачна пластина. Всъщност по долината на р. Места се прокарява и Западнородопската (Местенската) южновергентна зона на срязване, която отделя литотектонските единици (Места, Слещен и Сарница) от единицата Обидим. Допуска се, че събитието се е случило след мигматизацията и ексхумацията

на Родопите, но преди внедряването на Рило-Родопския батолит, около 40 Ma (S a r o v et al., 2008); G a u t i e r et al., 2001; G e r d j i k o v, M i l e v, 2005).

Ако продължим разсъжденията в тази насока на базата на последните дълбочинни сеизмични профилирания на земната кора в Източните Родопи (В е л ч е в и др., 1978; Й о с и ф о в и др., 1980; Д а ч е в, 1988; N i k o v a et al., 1995; В е л е в, 1996), ще се уточни в много голяма степен тектонската позиция и литотектонската последователност на Източните и Централните Родопи и най-вече на взаимоотношенията между тях. По извършеното дълбочинно профилиране на отразени вълни в Източните Родопи се установява, че реално по границата между Родопската и Прародопската надгрупа, сега по Старцевската зона на срязване, се наблюдава челото на регионално навлечената плоча на Източните Родопи на северозапад. Дебелината на тектонския покров в района на Ардино е около 12 km, а на изток от челото на тектонската зона на Източно родопския фронт достига до 18 km (В е л е в, 1996). Плочата е наклонена на югоизток под ъгъл 30-35°. Авторът интерпретира тектонската зона на Източнородопския фронт (ТЗИРФ) като плоча, генетично свързана с обдукцията на потезката субокеанска кора на Източните Родопи, принадлежаща на движеща се приблизително на СЗ и С микроплоча, върху по-леката континентална кора на Централните Родопи. В средната част на кората е установен високоотражателен слой, който авторът смята, че представлява базална плоскост на отлепване (детачмънт), разположен в основата на навлачната плоча. Тези плоскости са придружени от милонитизирани ивици и всъщност разделят отделните тектонски пластини. Към посочената информация могат да се добавят гравитационните и аеромагнитните данни, получени при изследване територията на Източните Родопи, ограничена между гр. Кърджали на север и българо-гръцката граница на юг (N i k o v a et al., 1995). Според горните изследователи на дълбочина около 300 m от повърхността се наблюдават скрити тела от частично серпентинитизирани ултрамафични скали с размери около 100 km². В случая е очевидно, че офиолитите влизат в състава на горната метаморфна единица, което беше предположено и от други изследователи (В о н е в, S t a m p f l i, 2005). Границата между Централните Родопи (Старцевската зона) и Източните е разглеждана или като разлом на отделяне (I v a n o v et al., 2000), или като зона на срязване (С а р о в и др., 2006). По-рано тази граница се отъждествяваше с Централнородопското гравитационно стъпало (В е л ч е в и др., 1978), което според Д а ч е в (1988) вече представлява сегмент от Златоград-Ямболския гравитационен преход (гравитационен линеамент). Той представлява челото на навлачната пластина на Тракийския мегаблок на Югоизточнобългарския дълбочинен навлак. На запад от Централнородопския гравитационен преход се простира Югозападнобългарският дълбочинен навлак (Родопският мегаблок). Тези дълбочинни навлаци са елементи на Южнобългарската геодинамична област, оформени през алпийския етап и са разположени върху южните склонове на Мизийския мегаблок. Възникването на тези навлаци може да се свърже единствено с процесите на закриване на Мезотетиса (Вардарския микроокеан) през долната креда (Д а ч е в, 1988, с. 304.) (Фиг. 3). Тук, ако трябва да се направи някакво изменение на тази фигура, е да се добави върху нея структурният комплекс А, образуван в края на Байкалския етап (автохтон) на повърхността, и той всъщност е Огражденският блок = Сръбско-Македонският масив. Тук изчертаните структурни комплекси Б, В

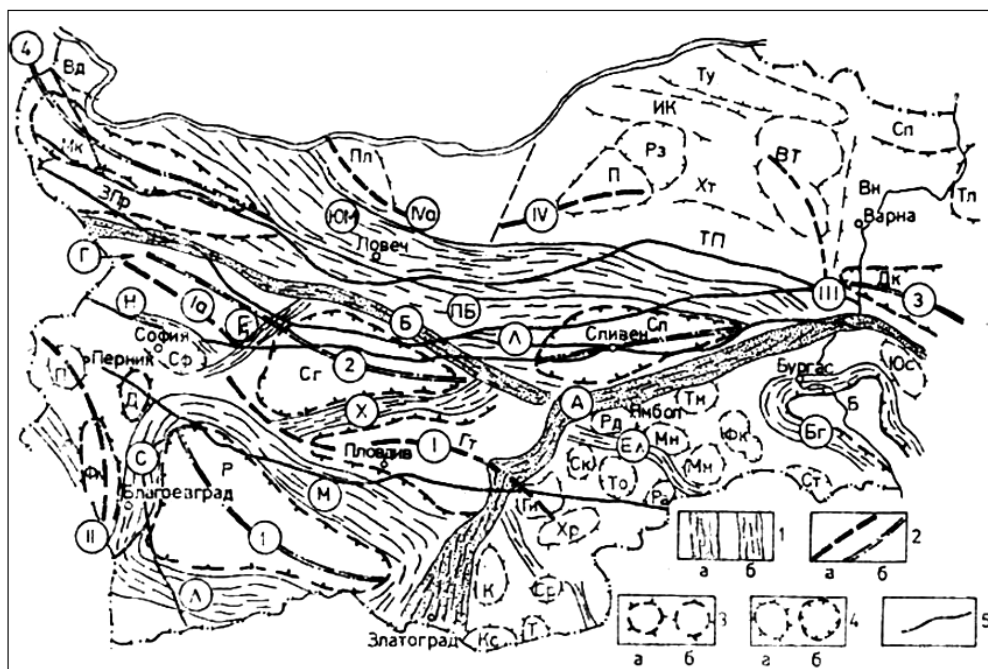
и Г реално не съществуват. Затова дебелината на Родопския масив на изток от Огражденския блок е над 50 km и само върху него могат да се търсят тези комплекси, които формират удебелената му кора и тук е точното място да се очертае разлом на отделяне (детачмънт). И действително той се прокарва от D i n t e r и R o y d e n (1993) като Northern Greece Strymon valley detachment fault.



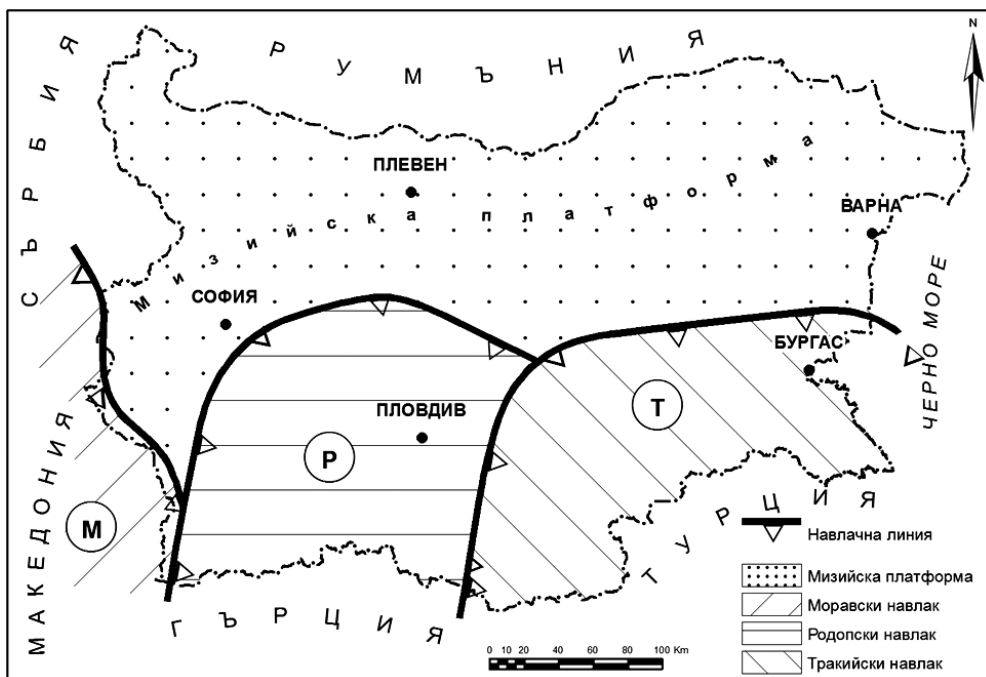
Фиг. 3. Геодинамичен модел на строежа на земната кора по профила Петрич-Никопол (по Д а ч е в, 1988; с допълнения, 2013): 1 – горна мантия; 2, 3, 4 и 5 – структурни комплекси в консолидираната (магмено-матаморфна) кора; 2 – структурен комплекс А, най-древен, образуван в края на Байкалския етап (автохтон); 3 – структурен комплекс Б, с клиновидна форма, образуван вероятно в края на палеозойския или началото на мезозойския етап (алохтон?); 4 – структурен комплекс В (слой с понижени скорости–вълновод) с предполагаем седиментен произход (автохтон), 5 – алохтонни пластини на структурен комплекс Г, изграден от стари метаморфни скали, гранитогнайси и гранити (комплексен алохтон, образуван през алпийския етап); 6 – седиментен слой (структурен комплекс Д) в Мизийската платформа (автохтон); 7, 8 и 9 – структурни граници: 7 – граница М, 8 – Pz' горна повърхнина на структурен комплекс А, 9 – Mz' горна повърхнина на структурен комплекс Б; 10 – сеизмични граници; 11а – повърхнини на навлаци (структурен комплекс Б), 11б – разломи; 12 – положение на изотермичната повърхнина на Кюри (600 °С) и възможни магмени огнища

Дотук цялата интерпретация е извършена на основата на плейтктонски представи и геолого-тектонски данни, които по същество се намират в разкритията на различни геоложки последователности.

Могат ли да се намерят геофизични данни, които да подкрепят подобни съвременни плейтктонски представи? Най-добра възможност за допълнителна информация може да се получи от гравитационната характеристика на територията на България. Гравитационното поле на страната се характеризира със сложна морфология и голямо разнообразие. Според Д а ч е в (1988) на територията на България се наблюдават три гравитационни аномалии от зонален тип, които се намират в сложни взаимоотношения. По-важните особености на гравитационното поле са следните: контрастност на гравитационните ано-



Фиг. 4. Схема и райониране на гравитационното поле на територията на България (Дачев, 1988): 1 – гравитационни преходи: а – междузонални, разграничаващи Родопската, Тракийската и Мизийската гравитационна аномалия от първи клас (А – Златоград-Ямболски, Б – Балкански); б – регионални (М – Маришки, С – Струмски, Л – Лебнишки, Х – Хисарски, Е – Етрополски, Н – Негушевски, Ел – Елховски, Бг – система от преходи около Бургаския максимум); 2 – оси на: а – по-важни гравитационни хребети (I – Горнотракийски, Ia – Свогенски, II – Краищиден, III – Ветрински, IV – Поповски, IVa – Плевенски); б – гравитационна депресии (цифрите в кръгчета: 1 – Родопска, 2 – Старопланинска, 3 – Долнокамчийска, 4 – Макрешка); 3 – гравитационни максимуми (а) и минимуми (б) с регионално значение; 4 – други гравитационни максимуми (а) и минимуми (б); 5 – граници между структурните зони; гравитационни аномалии от втори и трети клас: в Северна България – Североизточномизийска гравитационна зона (максимуми: ВТ – Ветринско-Толбухински, ИК – Исперих-Кубратски, П – Поповски, Сп – Спасовски, Хт – Хитрински, Тл – Тюленовски; минимуми: Вн – Варненски, Ту – Тутракански, Рз – Разградски, ДК – Долнокамчийски, ТП – Търговищко-Провадийска група); Централномизийска гравитационна зона (Пл – Плевенски максимум); ЮМ – Южномизийски гравитационен преход, Мк – Макрешки минимум, ЗПр – Западнопредбалкански максимум, Сл – Сливенски минимум; Вд – Видински максимум; Югозападна България: Р – Родопски минимум; Сг – Средногорски минимум, Гт – Горнотракийски максимум; Краищидно-Западносредногорска гравитационна зона (Фл – Флорошки максимум, Д – Дикански максимум, П – Пенковски максимум, Сф – Софийски минимум); Г – Годечка (Западнобалканска) зона; Югоизточна България – Източнородопска зона; максимуми: К – Кърджалийски, Кс – Кесибири, Т – Тинтявски, Ср – Странджевски, Ги – Горски изворски, Хр – Харманлийски, Ск – Сакарски, Ра – Радовецки; минимуми: То – Тополовградски; Странджанско-Бургаска гравитационна зона, максимуми: Рд – Радневски, Мн – Манастирски, Мм – Мамарчевски, Тм – Тамарински, Б – Бургаски, Юс – Югоизточностаропланински; минимуми: Фк – Факийски, Ст – Стоиловски



Фиг. 5. Идейна схематична тектонска карта на среднокредните (австрийски) навлаци на територията на Балканския полуостров

малии (отрицателни на югозапад и положителни на югоизток и североизток); пълно отсъствие на съответствие между общата зоналност на гравитационното поле и възприетата схема на тектонско райониране на България; подчертана хетерогенност, произтичаща от своеобразното пресичане на гравитационните елементи със северозападна и североизточна посока; наличие на изразителни линеаменти в гравитационното поле (гравитационни преходи) и привързаност на зоните с отрицателни стойности в Югозападна България към най-високопланинските терени на Балканския полуостров. Тези особености показват безспорно сложен съвременен геоложки строеж на територията на България.

Родопската гравитационна зона обхваща западната част на Родопския масив, Централното и Западното Средногорие, Западнобалканската тектонска зона, Краищидите, източните части на Тимошката и Лужницката зона на територията на Сърбия, както и части от Сръбско-Македонския масив. На юг достига до о. Тасос в Егейско море. Тя се характеризира с отрицателно гравитационно поле и сложна морфология и представлява депресионна област на границата М.

Тракийската (Истанбулската) гравитационна аномалия притежава положително гравитационно поле и обхваща Източните Родопи, Източното Средногорие заедно със Сакар и Странджа и южната част на Черноморския шелф. Част от него са също Източна и Западна Тракия. В континентална Турция тук вероятно трябва да се отнесат Понтидите (Странджа и Истанбулската зона според Sen g o r et al., 1984a). Тези автори приемат тази зона за навлак (Istanbul Nappe).

Гравитационните зони се отделят една от друга посредством регионални гравитационни преходи. Повечето изследователи приемат тези преходи за линейни или дъговидна форма с различна дължина, широчина и амплитуда и могат да отразяват различни типове структури: разломи, флексури на плътностна граница, тектонска линия между блокове с различен състав и следи от навлачни повърхнини. Най-често дъговидните преходи или стъпала са характерен елемент на гравитационното поле в алпийската област на Южна България и представляват навлачни структури. В геофизичната литература по-особено значение от тези линейни има Златоград–Ямболската гравитационна дъга (Йосифов, 1982; Дачев, 1988), Емине-Загорски, Димитровград-Ямболски гравитационен преход (Велчев и др., 1970; Дачев, 1978; Добрев, Щукин, 1974)

Балканският гравитационен преход реално е граница между Предбалкана и Стара планина и съвпада общо взето със Старопланинската челна линия и завършва северно от Калофер. И по същество той отразява плътностни нееднородности.

Около Родопския масив се отделят и локалните преходи: Маришки, Струмски, Центранородопски и Лебнишки (Дачев, 1988). Досега тези преходи са били обяснявани като дълбочинни разломи с вертикално отместване на плътностните граници и с различна дълбочина на проникване в земната кора. Всъщност тези локални околородопски преходи са зони на детачмънт при екстензията и ексхумацията на Родопския метаморфен масив за времето от 62 до 32 Ма (Arnauđov et al., 1990). Очевидно тук трябва да се добави и Югозападно-родопската южновергентна (Местенската) комплексна зона на срязване (Sarov et al., 2008).

Гравитационните зони и преходи фактически разкриват сложния геоложки строеж на горните нива на земната кора до 10-15 km дълбочина.

Плътностните нееднородности на Южна България всъщност отразяват сложния и многослоен строеж, изграден от автохтонни и алохтонни участъци и терени с метаморфен характер, придружен с магматизъм. Затова няма съвпадение между повърхностния геоложки и дълбочинния гравитационен строеж. Причината за придвижването на алохтонните терени (плочи) на север-северозток се дължи на колизията. Особеностите на структурата на околородопските преходи насочват да се потърсят някои геоложки фактори за тяхното обяснение: а) натрупване в гравитационния минимум на алохтонни пластини, изградени от леки материали (гранити и метаморфити) и образувани в резултат на австрийските и субхерцинските навличания и късноалпийски метаморфизъм с възраст между 69–32 Ма (Arnauđov, 1990). От друга страна, Родопската гравитационна аномалия се характеризира с отрицателен знак на гравитационното поле и сложна морфология, докато Тракийската притежава диференцирано положително гравитационно поле. Гравитационните регионални и локални аномалии от по-висок клас отразяват геоложкия строеж в рамките на една структурно-тектонска зона и в тях намира отражение плътностната нееднородност на горните участъци на земната кора, в т.ч. на седиментния и вулcano-седиментния слой и техните подложки. Посочените по-горе гравитационни данни недвусмислено потвърждават наличието на два терена (навлечени плочи), които можем да

ги наречем съответно Родопски (Егейски) и Тракийски (Истанбулски) (фиг. 5). Към казаното дотук трябва да се добави една особеност на навличането на Родопския акреционен блок и територията на запад от Струмския разлом. Трябва да се отбележи голямото различие между Родопската област и терена на Краище. Тук се очертава голяма разлика между еднородната, с намаляващи стойности отрицателна гравитационна депресия на Родопите, и на редуващата се по неговата периферия на северозапад, в Краищенската област, ивица от локални гравитационни максимуми: Бистришки, Падешки, Сухострелски, Фролошки, Дикански, Бучински и Вакарелски. Тези смутители са свързани с Фролошката свита и Струмската диоритова формация (Д а ч е в, 1988). Централното Средногорие се отделя от Краищенската област с локалния Етрополски гравитационен преход, който всъщност е продължение на Струмския гравитационен локален линеамент. Очевидно между отделните навлачни пластини се наблюдават гравитационни преходи. В случая това е Централнородопският сегмент на Златоград-Ямболския и Струмско-Етрополския гравитационен преход. Може да се предположи, че последователното навличане е започнало от запад на изток: първи Родопският, малко по-късно Моравският сложен комплексен навлак, също навлаците на Гетика и Супрагетика на румънска територия в Южните Карпати и Сърбия и накрая – Тракийският (фиг. 5).

ЛИТЕРАТУРА

- Аплов, С. В. 2001. Геодинамика. Изд. "Санкт-Петербургский университет", с. 360.
- Богданов, С. 1980. Основни черти на дълбочинния геоложки строеж по гравимагнитни данни. – В: Нефто-газоносност на Предбалкана, „Техника“, с. 50–55.
- Бончев, Е., Д. Йосифов. 1963. Разломна сеть и сегментирования земной коры территории Болгарии. – В: Блочное строение и разломы геосинклинальных областей. С., БАН, с. 34–54.
- Бончев, Ст. 1930. Объяснение на листа Цариброд от геоложката карта на България в М 1:126000. С., Унив. библиотека, 100–144.
- Боянов, И., М. Русева, В. Топракчиева, Е. Димитрова. 1990. Литостратиграфия мезозойских пород в Восточных Родобах. – *Geologica Balcanica*, 20, 5. С. с. 3–28.
- Боянов, И., М. Русева. 1984. Структурные особенности Белоречкого поднятия. – В: Особенности становления земной коры в докембрий Южной Болгарии. С., с. 118–141.
- Велев, А. 1996. Дълбочинно сеизмично профилиране на земната кора по регионален профил Ивайловград-Ардино. – Българско геофизично списание, XXII, № 2, БАН, С., с. 91–107.
- Велчев, Ц., Х. Дачев, И. Петков. 1970. Геотектоническое строение Болгарии в свете геофизических полей. – Докл. БАН, 23, 6, с. 699–702.
- Велчев, Ц., Р. Димитров, Б. Маврудчиев, С. Московски, Х. Дачев, И. Петков. 1978. О глубинном строении, металлогений и основных тенденциях развития Родопского срединного массива. – Год. СУ, физ. факултет, 67, с. 159–172.
- Гочев, П. 1983. Субхерцински алохтон в Западното Средногорие. – Геотектоника, тектонофизика и геодинамика, 15, С., с. 3–16.
- Гочев, П. 1985. Странджиди. – Геотектоника, тектонофизика и геодинамика, 18, с. 28–54.

- Гочев, П. 1991. Алпийският ороген на Балканите – полифазова колизионна структура. – Геотектоника, тектонофизика и геодинамика, 22, С., с. 3–44.
- Дабовски, Х. Н. 1991. Съвременни концепции за еволюцията на Алпийския ороген в Източното Средиземноморие и Карпато–Балканската област. Обзор и някои проблеми на българската геотектоника. – Геотектоника, тектонофизика и геодинамика, 22, с., с. 45–79.
- Дамянов, Ж. 1993. Минераложки особености и генезис на сидерит съдържащите руди от находище Кремиковци. Авт. на дисертация. ИПМ–БАН, с. 31.
- Дачев, Х. 1978. Блоковое строение земной коры территории Болгарии и сопредельных стран по геофизическим данным. – В: Сб. 23-го геоф. симпоз., Варна, II., с. 31–56.
- Дачев, Х. 1988. Строеж на земната кора в България. ДИ „Техника“, с. 334.
- Добрев, Т. Б., Ю. К. Щукин, 1974. Геофизические поля и сейсмичность восточной части Карпато-Балканского региона. М., „Наука“, с. 176.
- Иванов, Ж., С. Московский, К. Колчева, Д. Димов, Л. Клайн. 1984. Геологическое строение Централных Родоп. I. Литостратиграфическое расчленение и особенности разреза метаморфических пород в северных частях Централных Родоп. – GEOLOGICA BALCANICA, 14, 1. с. 3–42.
- Йосифов Д., А. Цветков, Е. Григорова, П. Ставрев, В. Недев. 1980. Главни черти в строежа на земната кора в Родопския масив. – Геотектоника, тектонофизика и геодинамика, 12, с. 27–45.
- Калайджиев, С. 1975. Гънкови и навлачни структури по масива на Издремец в Западна Стара планина. – Сп. БГД, XXXVI, 3, с. 275–290.
- Кожухарова, Е. 1972. Докамбрийски метаморфозирани базични вулканити от Централните Родопи. – Изв. ГИ, сер. Геохимия, минералогия и петрография, 21, с. 147–165.
- Кожухарова, Е. 1977. Образование двухфациальных минеральных парагенезисов при региональном метаморфизме докембрийских серпентинитов в Западных Родоп. – Геохимия, минералогия и петрография, 7, с. 47–63.
- Кожухарова, Е. 1984. Присхождение и структурное положение серпентинитизированных ультрабазитов докембрийской офиолитовой ассоциации в Родопском массиве. Геологическое положение и состав офиолитовой ассоциации. – Geologica Balcanica, 14, 4, с. 9–36.
- Кожухаров, Д. 1966. Докамбрийски метаморфозирани ультрабазични и базични магматити в Централните Родопи. – Сп. БГД, 26, 1, с. 51–62.
- Кожухаров, Д. 1983. Строение и развитие Севернородопской разломной зоны, расположенной между Асеновградом и Пазарджиком. – В: Марицкий шов и блоковое строение болгарского Средногорья. БАН, С., с. 66-80.
- Кожухаров, Д. 1984. Докембрий Южной Болгарии. – В: Особенности становления земной коры в докембрий Южной Болгарии. Рабочее совещание и полевые исследования. Проблем. комиссия, IX, С., БАН, с. 7–14.
- Короновский, Н. В., В. А. Хаин, Н. А. Ясаманов. 2006. Историческая геология. Изд. „Академия“, с. 458.
- Ломизе, М. Г. 2004. Субдукция в коллизионном контексте: развитие и отмирание островных дуг Средиземного моря. – В: Современные проблемы геологии. Изд. „Наука“, М., с. 291–315.
- Начев, И. 1968. В Стратиграфия на България. Изд. „Наука и изкуство“, с. 189–216.
- Начев, И., С. Янев. 1980. Седиментните геоконплекси. С., „Наука и изкуство“, с. 204.
- Начев, И. 1976. Литология на юрските седименти в България. С., БАН, 160 с.
- Начев, И., Й. Малаков. 1979. Развитие на познанията за геологията на Странджа. – Сп. БГД, 40, 1, с. 1–9.

- Н а ч е в, И. 1980. Моделът на островните дъги и алпийската еволюция на България. – Сп. БГД, 41, 3, 167–177.
- Н а ч е в, И., Ч. Н а ч е в. 2001. Алпийска плейттектоника на България. Изд. „Артик“, 198.
- О в ч а р о в а, М. 2005. Петрология, геохронология и изотопни изследвания на метакранитоиди от източната част на Мадан–Давидковското подуване. Автореферат на дисертация, 44 с.
- П а н о в, Д. 2004. Проблеми раннеалпийской геологии Кавказа. – Современные проблемы геологии. Труды геологического института. Выпуск 565. М., „Наука“, 392–412.
- Пейчева, И., Ю. Костицин, Е. Салникова, Б. Каменов, Л. Клайн. 1998. Rb–Sr и U–Pb изотопни данни за Рило-Родопския батолит. – Геохимия, минералогия и петрология, 35, БАН, с. 93–105.
- Пейчева, И., Е. В. Бибикова, В. Макаров. 1992а. U–Pb изотопно датирование цирконов двух типов гнейсов Юго-восточных Родоп Болгарии. – Докл. БАН, т. 45, 8, с. 71–74.
- Пейчева, И. М., Ю. Костицын, Ю. А. Шуколюков. 1992. Rb–Sr изотопная система гнейсов Юго-восточных Родоп Болгарии. – Докл. БАН, кн. 45, 10, с. 65–68.
- С а р о в, С., Зл. Чернева, К. Колчева, Е. Войнова, Я. Герджиков. 2004. Литотектонска подялба на метаморфните скали от източните части на Централно-родопската екстензионна структура. – Сп. БГД, 65, кн. 1–3, с. 101–106.
- Сапунов, И., С. Чернявска, П. Чумаченко, В. Шопов. 1983. Стратиграфия нижнеюрских отложений в области Крайште (Юго-Западная Болгария). – *Geologica Balcanica*, 13, 4; с. 3–30
- Чешичев, Г. 1971. Шипченска Стара планина. – В: Тектонски строеж на България. ДИ „Техника“, с. 294–299.
- Чумаченко, П., С. П. Чернявска. 1989. Юрская система в Восточной Стара-Планине. I. Стратиграфия. – *Geologica Balcanica*, 19, 4, С., 33–65.
- Чумаченко, П., С. Чернявска. 1990. Юрская система в Восточной Стара-Планине II. Палеогеографическая и палеотектоническая эволюция. – *Geologica Balcanica*, 20, 3, С., 17–58.
- Чумаченко, П., И. Загорчев, К. Будуров, М. Янева, Д. Иванова, Е. Колева-Рекалова, Л. Петрунова, Д. Тронков. 2007. Стратиграфия на турбидитните седименти (горнотриаска-долноюрска серия) в Източна Стара планина. Обобщен научен отчет, Проект НЗ 1310, с. 111.
- Яранов, Д. 1960. Тектоника на България. Изд. „Техника“, с. 282.
- Arkadaskiy, S., L. Bohm, Z. Heaman, E. Cherneva, Stancheva. 2000. New U–Pb age resultats from the Central Rhodope Mts., Bulgaria. ABCD–GEODE 2000 – Workshop, Borovets, Bulgaria. p. 5.
- Arnaudiv, V., B. Amov, Ts. Baldjieva, M. Pavlova. 1990a. Tertiary migmatic pegmatite in the Central Rhodope crystalline complex. Uranium–lead zircon dating. – *Geologica balcanica*, 20, 6, p. 25–32.
- Arnaudiv, V., B. Amov, Z. Cherneva, R. Arnaudiva, M. Pavlova, E. Bartnitsky. 1990b. Petrological–geochemical and leadisotope evidence of Alpine metamorphism in the Rhodope crystalline complex. – *Geologica balcanica*, 20, 5, p. 29–44
- Beben, J. 1983. L’ association ignee de Guevgueli. *Ofioliti* 8, p. 293–302.
- Bingol, E., B. Akyurec, Korkmazer. 1975. Geology of the Biga peninsula and some characteristics of the Karakaya blocky series. – In: Congress earth sciences on the occasion of the fiftieth anniversary of the Turkish Republic, Ankara, Maden Tetkik Arama Enstitusu, p. 71–77.

- Biggazi G., Del Moro, A. Innocenti, F. Kyriakopoulos, K. Maneti, P. Papadopoulou, P. Norelli, Magganis. 1989. The magmatic intrusive complex of Petrotia, West Thrace: Age and geodynamic significance. – *Geol. Rhodopica*, 1, 290-297.
- Bonev, N., G. Stampfli. 2005. Compositional Diversity of the Evros Ophiolite, Thrace, N.E. Greece, Field Occurrence, Preliminary Petrologic and Geochemical Data on Plutonic Sequence and Tectonic Implication. – In: Proceedings of the Jubilee International Conference, BGS, S., 31-34
- Bonev, N., L. Beccalotto. 2005. Regional-scale Tertiary Extension, related Kinematic Framework in Northern Aegean Region: Evidence from the Eastern Rhodopes – Thrace (Bulgaria – Greece) and the Biga Peninsula (NW Turkey). – In: Proceedings of Jubilee International Conference, BGS, S., 27-30.
- Bonev, N., K. Peychev, D. Nizamova. 2006. MOR vs SSZ origin of metamafic rocks in the upper high-grade basement unit of the Eastern Rhodope: geochemical diversity and tectonic significance. – *Geosciences-2006. Proceedings. S.*, p. 181-184.
- Bonev N., L. Klain, C. Pimpirev. 2009. Lithologic-tectonic aspect of the Circum-Rhodope Belt flysch in the Chalkidiki Peninsula and the Rhodope-Thrace districts, Northern Greece. – *Geosciences*, 81-82.
- Boyanov, I., C. Dabovski, P. Gochev, A. Harkovska, V. Kostadinov, Tz. Tzankov, I. Zagorchev. 1989. A new view of the Alpine tectonic evolution of Bulgaria. – *Geologica Rhodopica*, v. 1, Kliment Okhridski University Press, 107-121.
- Carrigan, C., S. Mukasa, I. Haydoutov, K. Kolcheva. 2005. Age of Variscan magmatism from Balkan sector of the orogen, Central Bulgaria. – *Lythos*, 82, p. 125-147.
- Cherneva, Z., M. Ovcharova, D. Dimov, A. von Quadt. 2006. „Baby – granites“ in migmatites from Chepelarska river, Western Rhodope – geochemistry and U–Pb isotope dating on monazite and zircon. – *Geosciences – 2006. S.*, p. 205-208
- Dabovski, C., I. Boyanov, K. Khrishev, T. Nikolov, I. Sapunov, Y. Yanev, I. Zagorchev. 2002. Structure and Alpine evolution of Bulgaria. – *Geologica Balcanica*, 33, 2-4, S., p. 9-15.
- Dabovski, H., A. Harkovska, B. Kamenov, B. Mavrudchiev, G. Stanishcheva-Vassileva, D. Tchounev, Y. Yanev, 1989. Map of the Alpine magmatism in Bulgaria (Geodynamic approach). CIPP in Map-Making, S., Bulgaria.
- Dercourt, J. et al. 1985. Presentation de 9 cartes paleogeographic au 1:20 000 000, etendant de L'Atlantique au Pamir pour la periode du Lias a L'Actuel. – *Bul. Soc. Geol. France*. 8, 1, 5, p. 637-652.
- De Wet, A. P., J. A. Miller, M. J. Bickle, H. J. Charman. 1989. Geology and geochronology of the Arnea, Sithonia and Ouranopolis intrusions, Chalkidiki Peninsula, northern Greece. – *Tectonophysics*, 161, p. 65-79.
- Dinter, D., L. Royden. 1993. Late Cenozoic extension in northeastern Greece: Strymon valley detachment system and Rhodope metamorphic core complex. – *Geology*, 21, p. 45-48.
- Dora, O., O. Candan, S. Durr, R. Oberhansli. 1995. New evidence on the geotectonic evolution of the Menderes Massif. – In: *Proc. Intern. Earth Sci.; Colloquium on the Aegean Region, Izmir-Guluc, Turkey*. Vol. 1, p. 53-72.
- Gautier, P., R. Moriceau, D. Sokoutis, P. Monie, J. Driessche. 2001. Alpine thrusting versus Late Alpine extension in the northern Aegean: an evaluation of the ductile record in the Rhodope massif. – *Geologica Balcanica*, 31, 1-2, S., p. 104-107.
- Gerdjikov, I., P. Milev. 2005. Nestos shear zone and structure of the metamorphic basement in the area south of Meata graben, SW Bulgaria. – *Comptes rendus de L'Academie Bulgare des Sciences*, tome 58, p. 197-204.

- Gessner, K., U. Ring, C. Jonson. 2001. An active bivergent rolling-hinge detachment system; Central Menderes metamorphic core complex in Western Turkey. – *Geology*, Vol. 29, 7, p. 611-614.
- Glazunov, O. M. 1995. The Geochemistry of ultramafic rocks of the Vardar zone (Balkan Peninsula). – In: XV congress of the Carpatho-Balkan Geological Association. Athens, Greece, 4/2, p. 444-446.
- Gradstein F. M., G. G. Ogg, A. G. Smith, W. Bleeker, L. J. Lourens. 2004. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. – *Episodes*, vol. 27, 2, p.83-100.
- Guiraud, M., Z. Ivanov, Jean-Pierre Burg. 1992. Decouverte de schistes de haute pression dans la region de Biala Tcherkva (Rhodope Central, Bulgaria). – *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 315, Serie II, p. 1695-1702.
- Harkovska, A., P. Marchev, Ph. Machev, Z. Pecskey. 1998. Paleogene magmatism in the Central Rhodope area, South Bulgaria – a review and new data. – *Acta Vulcanologica*, 10 /2 /, p. 199–216.
- Heimann, K., H. Lebkuchner, W. Kretzler. 1972. Geological map of Greece, Samothraki sheet. IGME.
- Hetzl D., U. Ring, C. Acal, M. Troesch. 1995. Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes massif, southwestern Turkey. – *J. Geol. Soc., London*. Vol. 152, 4, p. 639-654.
- Himmerkus, F., T. Reischmann, R. Kostopoulos. 2003. The Serbo-Macedonian Massif, the oldest crustal segment of the internal Hellenides, identified by zircon ages. – *Geoph. Research Abstr.*, 5.
- Ivanov, Z. 2000. Tectonic position, structure and tectonic evolution of Rhodope massif. – In: Guide to excursion (B) Structure, Alpine evolution and mineralization of the Central Rhodopes Area, p.1-4.
- Ivanov, Z., D. Dimov, S. Sarov. 2000. Structure of the Central Rhodope. – In: Guide to excursion (B) Structure, Alpine Evolution and Mineralization of the Central Rhodopes Area. p. 6-20
- Karamata, S., Ivanov, Z., Economou – M. Eliopoulos, K. Kolcheva, M. Zhelyaskova – Panayotova. 1989. Correlation of the Carpatho-Balkan and Dinaro-Hellenic ophiolite belts (South of Danube River). – In: Reports of XIV congress CBGA. Sofia. p. 97–125.
- Keay, S., G. Lister, I. Buick, 2001. The timing of partial melting, Barrovian metamorphism and granite intrusion in the Naxos metamorphic core complex, Cyclades, Aegean Sea, Greece. – *Tectonophysics*, v. 342, N 1/4, p. 275–312.
- Cotopouli, C. N., K. Hatzipanagiotou, B. Tsikouras. 1989. Petrographic and geochemical characteristics of the ophiolitic rocks in Northern Samothrace, Greece. – *Geologica Balcanica*, 19, 3. p. 61-67.
- Liati, A., M. Fanning. 2005. Eclogites and country rock orthogneisses representing Upper Permian gabbros in Hercynian granitoides, Rhodope, Greece. – *Geochronological constraints*. *Abstr. Mitt. Oster. Miner. Ges.* p. 150,88.
- Machev, P., T. Kenkman. 2001. Orthogneisses from the Vlahina Mountain /SW Bulgaria/: petrographical and microstructural studies. – *Сп. БГД*, 62, 1-3, с. 65-76.
- Machev, Ph., B. Borisova, L. Hecht. 2006. Metaeclogites from the Sredna Gora terrain – petrological features and P–T path of evolution. – *Geosciences–2006*, p. 185–188.
- Marinov, E., G. Stampfli, K. Pavlov. 2000. Geological structure and evolution of the Balkanides, Bulgaria. *ABCD – GEODE 2000*, p. 48.
- Mposkos, E., N. Wawrenitz. 1995. Metapegmatites and pegmatites bracketing the time of HP – metamorphism in the polymetamorphic rocks of the E–Rhodope, N. Greece: petrological and geochronological constraints. – *Geol. Soc. Greece, Sp. Publ.*,

- № 4/2. Proceedings of the XV Congress of the Carpatho–Balkan Geological Association, Athens, p. 612–608.
- Nikova, L., A. Tzvetkov, D. Tzvetkova, V. Nedev. 1995. Gravity and aeromagnetic study of the inhomogeneities in the metamorphic rocks of the South-Eastern Rhodope region, SE Bulgaria. – In: XV Congress of the CBGA, Athens, Greece, 4/3, 1130-1134.
- Okay, A. I. 1986. High–pressure / low–temperature metamorphic rocks of Turkey. – Geol. Soc. of America. Memoir, 164. p. 333–347.
- Ovcharova, M., S. Sarov. 1995. Petrology and tectonic setting of the metagranitoids from Kesibir reka region in the Eastern Rhodopes. 1995. – In: XV congress of the Carpatho-Balkan Geoflological Association, Athens, Greece. p.613-618.
- Peytcheva, I., E. Salnicova, Y. Kostitsin, M. Ovcharova, S. Sarov. 2000. Metagranites from the Madan-Davidkovo dome, Central Rhodopes, U-Pb and Rb-Sr protolite and metamorphism dating. – In: Geodynamics and Ore Deposits Evolution of the Alpine-Carpathian–Dinaride Province. Abstracts ABCD-GEODE, Workshop, Borovets, Bulgaria, p. 66.
- Peytcheva, I., A. Von Quadt, R. Titorenkova, N. Zidarov, E. Tarassova. 2005. Skrut Granitoids from Belassitsa Mountain, SW Bulgaria: Constraints from Isotope – Geochronical and Geochemical Zircon Data. – In: Proceedings of the Jubilee International Conference. Bulgarian Geological Society, S., p. 109–112.
- Peytcheva I., Al., von Quadt, S. Sarov, E. Voinova, K. Kolcheva. 2009. Ordovician protoliths of metamorphic rocks in Eastern Pirin – Western Rhodopes: Are they part of the Ograzhden Unit? – Geosciences, 17–18.
- Puglisi, D., K., Kyriakopoulos, V. Karakitsios, M. Tsipoura-Vlachou, G. Barbera, P. Mazzoleni. 2010. Preliminary petrographic data on the Early Cretaceous boeothian flysch (external Hellenides, central Greece) Provenance and Palaeogeographic implications. – In: Proceedings XIX congress of the Carpathian-Balkan geological association; Thessaloniki, Greece. 31-39.
- Quadt von, A., S. Sarov, I. Peycheva, E. Voynova, N. Petrov, K. Nedkova, K. Naydenov. 2006. Metamorphic rocks from northern parts of Central Rhodopes–conventional and in situ U-Pb zircon dating, isotope tracing and correlations. – Geosciences – 2006. p. 225–228.
- Raeva, E., I. Peytcheva, M. Ovtcharova, Z. Cherneva. 2008. U-Pb zircon dating of granites and orthogneisses from the Madan unit in the Arda river valley, Central Rhodopes, Bulgaria. – Geosciences 2008, 37-38
- Sapunov, I. G. 1999. The Jurassic in south–eastern part of Bulgaria (stratigraphy, geodynamics, facies and paleogeography). – Geologica Balcanica, 29, 1–2, S., p. 19–59
- Sarov, S., N. Georgiev, K. Naydenov, E. Voinova, K. Kolcheva. 2008. Lithotectonic subdivision of the Western Rhodopes and parts of Eastern Pirin. – Geosciences, 89-90.
- Sengor, A. M C., Y. Yilmaz, O. Sungurlu. 1984a. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: Nature and evolution of the western termination of Paleotethys. – In: Robertson, A. H. F. and Dixon, J. E., eds. The geological evolution of the Mediterranean; Geological Society of London Special Publication 17, p. 77–112.
- Spray, J. G., J. Bebien, D. C. Rex, J. C. Roddick. 1984. Age constraints on the igneous and metamorphic evolution of the Hellenic-Dinaric ophiolites. – In: Dixon, J. E., A.M.F. Robertson (eds). The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean .Geol. Soc. ,London, Sp. Publ.,17, 619-627.
- Tsikouras, B. K. Hatzipanagiotou. 1995. Geological evolution of Samothraki Island / N. Aegean, Greece, an incomplete ophiolitic sequence in the Circum - Rhodope zone. – Geol. Soc. Greece, Sp. Publ., № 4/1. Proceedings of the Karpato–Balkan Geo-

logical Association, Athens, Greece. p. 116–126.

- Vaptsarova, A. H. Chamberski, J. Nicolova. 1979. Le Trias dans la Bulgarie du Nord. III. Volkanisme. – *Geologica Balcanica*, 9, 3, p. 93 – 106.
- Yanev, Y., F. Innocenti, P. Maneti, G. Serri. 1995. Paleogene collision magmatism in Eastern Rhodope (Bulgaria) – Western Thrace /Greece/: temporal migration, petrochemical zoning and geodynamic significance. – *Geol. Soc. Grece, Sp. Publ.*, № 4/2. Proceedings of the XV Congress of the Carpato–Balkan Geological Association, Athens, Grece. p. 578–583.
- Zidarov, N., I. Peycheva, A.v. Quadt, V. Andreichev, L. Macheva, R. Titorenkova. 2003. Timing and magma sources of metagranites from the Serbo-Macedonian massif / Ograzhden and Maleshevska mountains, SW Bulgaria /: constraints from U-Pb and Hf-Zr and Sr whole isotope studies. – In: *Proceedings of Geosciences-2003. S., Bulg. Geol. Soc.*, p.89-91
- Zagorchev, I. 2001. Introduction to the geology of SW Bulgaria. – *Geologica Balcanica*, 31, 1–2, p. 3–52.

GEODYNAMICS OF BULGARIA (PART II)

H. Spiridonov

(Summary)

The publication, which is Part II of the paper, considers the paleogeography and paleodynamics of the territory of Bulgaria. It is considered as part of the Moesian platform, accordingly the southernmost protruding of Laurasia, also known as the Bulgarian plate. The latter is part of the spacious supercontinent Pangeya-2, spreading from one pole to the other. Its destruction started namely during this period. The Jurassic sedimentation onto this area started by continental depositions during the Hetangian and Lower Pliensbachian. They are located with clearly and abruptly marked boundary onto a motley pad with angular discordance over the Paleozoic and Triassic. Further above follow sea sediments from Upper Hetangian. Actually, they are observed to the north of the Kyustendil-Ihtiman-Stara Zagora-Elhovo line. Some 200-300 km to the south of it, the Jurassic Vardar-Izmir-Ankara subduction zone was spreading, as part of the Mesotethis Ocean. After the Callovian, the whole Southern Bulgaria started lifting up and began to supply with sediments the post-arch troughs which were forming at that time: Nish-Troyan, Svetlyano, Treklyano, Kraynene. The subduction ended in powerful abduction of ophiolite plates during Late Upper Bathonian–Early Lower Callovian, which were a couple of kilometres thick. Today, they are observed in the Vardar zone (internal Dinaride zone) and in the Circum-Rhodopean sedimentation belt (innermost Helenide ophiolite belt. It continues in Turkey as the well-known Ovassik zone, which is observed from the Lesbos Island to the west to the Tokat Massif to the east in Central Turkey, also in the Rhodopes, but later modified by Alpean metamorphism. The formation of the post-arch flysch troughs (Troy-

an, Svetlyano etc.) according to plate-tectonic postulates is caused by a kick of the subduction zone's link in the ocean's direction. This last event resulted in stretching in the rear of the upper plate, in our case the Moesian plate (Lavrasia), and formation of flysch troughs on its periphery. Therefore, in them, compression accompanied by folding cannot occur. The transition from subduction regime into collision regime, which started in the end of Middle Jurassic after the ophiolites' obduction, does not take place instantaneously, but takes millions of years whereas meanwhile, under the collision zone, the cool and thick edge of the subduction ocean plate continues existing, i.e. Intraplate subduction takes place. It lasts from Middle Jurassic till the end of Aptian (more than 50 million years) to end in the powerful Alpine thrusts. Together with the subducting ocean plate, parts of the upper continental plate are also involved in subduction and at depth greater than 20 km their metamorphism takes place. In our case, this is the Rhodopean Massif. It may be added here that, in the process of collision, in the space between the converging plates, various Tectonic elements fall in (blocks, microoceans etc.), which are united in a motley mosaic – a Tectonic collage also known as „terrains“. Obviously, the Rhodopean Massif is such a terrain, in which protolites dating since the Pre-Cambrian, the Paleozoic and the Mesozoic have been found, and later metamorphized in the interval 62-32 million years (Alpean metamorphism). The collision regime did not take place simultaneously along the entire length of the convergence boundary, because the edge of the converging continents is geologically unhomogenous and therefore, a single linear stripe could not be formed. Actually separate indentors existed, as the currently existing Arabic Indentor. During the Upper Jurassic–Low Cretaceous collision, two such indentors may be identified: the Thracean (Istanbul) and the Rhodopean indentor. Remnants of them are nowadays' thrust plates. The Thracean thrust plate has been known for a long time today under different names: Strandzha thrusts, East-Rhodopean complex thrust, Istanbul thrust, Matoride thrusts, South-East Bulgarian deep complex thrust, Rhodopean thrust or South-West Bulgarian deep complex thrust. The boundaries between them are the well-known from geophysics gravitational transitions (lineaments): the Zlatograd–Yambol and the Strouma–Etropole lineament.