

ГЕОДИНАМИКА НА БЪЛГАРИЯ - II част

Хернани Спиридонов

Институт за космически изследвания при БАН
e-mail: kspiridonov@space.bas.bg

Ключови думи: геодинамика на България, новата глобална тектоника, еволюция на Земята, Балканския полуостров, Източното Средиземноморие.

Резюме: В работата, която е втора част на статията, се разглежда палеогеографията и палеодинамиката на територията на България. Тя се разглежда като част от Мизийската платформа, респективно най-южният издатък, на Лавразия, известен още като Българска плоча. Последната е част от обширния суперконтинент Пангея-2, простиращ се от полюс до полюс. Именно през този етап започва неговото разрушаване. Юрската седиментация върху това пространство започва с континентални наслаги през хетанжа и долен плинсбах. Те се разполагат с ясна и рязка граница върху пъстра подложка с ъглов дискорданс върху палеозой и триас. Нагоре следват морски седименти от горен хетанж. Реално те се наблюдават на север от линията Кюстендил-Ихтиман-Стара-Загора-Елхово. На юг от нея на 200-300 km се е простирала юрската Вардар-Измир-Анкарска зона на субдукция, като част от океана Мезотетис. След калова цяла Ю. България се издига и започва да снабдява със седименти формиращите се по това време заддъгови трогове: Ниш-Троянски, Светлянски, Треклянски, Крайненски. Субдукцията завършва с мощно обдуциране на офиолитови пластини през късен горен бат-ранен долен калов, дебели няколко километра. Днес те се наблюдават във Вардарската зона (вътрешна динаридна зона) и Циркум-Родопския седиментационен пояс (най-вътрешен хелениден офиолитов пояс). Тя продължава в Турция в известната зона «Овасик», която се наблюдава от о-в Лесбос на запад до масива Токат на изток в Централна Турция. Също в Родопите, но променени по-късно от алпийския метаморфизъм. Формирането на заддъговите флишки трогове (Троянски, Светлянски и др.) съгласно плейттектонските постулати се дължи на откат на шарнира на субдукционната зона в посока на океана. Последното довежда до разтягане в тила на горната плоча, в случая Мизийската платформа (Лавразия) и образуване върху нейната периферия на флишки трогове. Затова в тях не може да се осъществява компресия придружена с нагъване. Преминаването от режим на субдукция в режим на колизия, което започва в края на средна юра след обдуцирането на офиолитите, не се осъществява мигново, а продължава милиони години и през посочения интервал под зоната на колизия продължава да съществува хладният и плътен край на субдуциращата океанска плоча, т.е. осъществява се вътреинеплочна субдукция (Intraplate subduction). Тя продължава от средна юра до края на апта /над 50 мл.г./и завършва с мощните австрийски навличания. Заедно с потъващата океанска плоча се въвличат в потъване и части от горната континентална плоча и когато надмине дълбочини над 20 km се осъществява техният метаморфизъм. В нашия случай това е Родопският масив Тук може да допълни, че в пространството между конвергиращите плочи в процеса на колизия попадат разнообразни тектонски елементи (блокове, микроокеани и др.), които се обединяват в пъстра мозайка-тектонски колаж, известен с името „терейни“. Безспорно такъв акреционен терейн представлява Родопският масив, в който са открити протолити с възраст от предкамбрия, палеозоя и мезозоя и по-късно метаморфозирани в интервала от 62-32 млн г. (алпийски метаморфизъм). Режимът на колизия не се осъществил едновременно по цялата дължина на конвергентната граница, защото крайт 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. По време на горноюрско-долнокредната колизия могат да се посочат два такива индентори: Тракийски (Истанбулски) и Родопски. Остатъци от тях са днешните навлачни плочи. Тракийската навлачна плоча и днес е известна отдавна под различни имена: Странджански навлаци, Източнородопски комплексен навлак, Истамбулски навлак, Маторидни навлаци, Югоизточно български дълбочинен комплексен навлак. Родопският навлак или още Югозападно-български комплексен дълбочинен навлак. Граници между тях са известните от геофизиката гравитационни преходи (линеаменти): Златоград–Ямболски и Струмско–Етрополски.

GEODYNAMICS OF BULGARIA - part II

Hernani Spiridonov

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

Keywords: Geodynamics of Bulgaria, New Global Tectonics, Earth Evolution, Balkan Peninsula, Eastern Mediterranean.

Abstract: 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 slab. The latter is part of the spacious supercontinent Pangea-2, spreading from one pole to the other. Its destruction started namely during this period. The Jura sedimentation onto this area started by continental depositions during the Hetange 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 Hetange. 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 Mesotethys 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, Kraynena. 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 Hellenide ophiolite belt). It continues in Turkey as the well-known Ovacik 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 Alpine metamorphism. The formation of the post-arch troughs (Troyan, 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 (Laurasia), and formation of 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 Jura 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 Jura 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 metamorphosed in the interval 62-32 million years (Alpine 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 unhomogeneous and therefore, a single linear stripe could not be formed. Actually separate indentors existed, as the currently existing Arabian Indentor. During the Upper Jura–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–Etopole lineament.

2.2. Кратка палеогеодинамика през юрско-долнокредния тектонски етап

На територията на България върху Мизийската платформата, респективно южния край на Лавразия, юрската седиментация започва с континентални наслаги през хетанжа и долен плейнсбах. Последните се разполагат с ясна и рязка граница върху пъстра подложка с ъглов дискорданс върху палеозой и триас. Нагоре следват от горен хетанж морски седименти. Според Начев (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, Югозападна и Югоизточна България. В Западна България юрата започва с Жаблянската свита, долен плейнсбах, (Сапунов и др., 1983). В Източна Стара планина отложенията започват с турбидитната Синивирска свита през плейнсбаха и приключват през

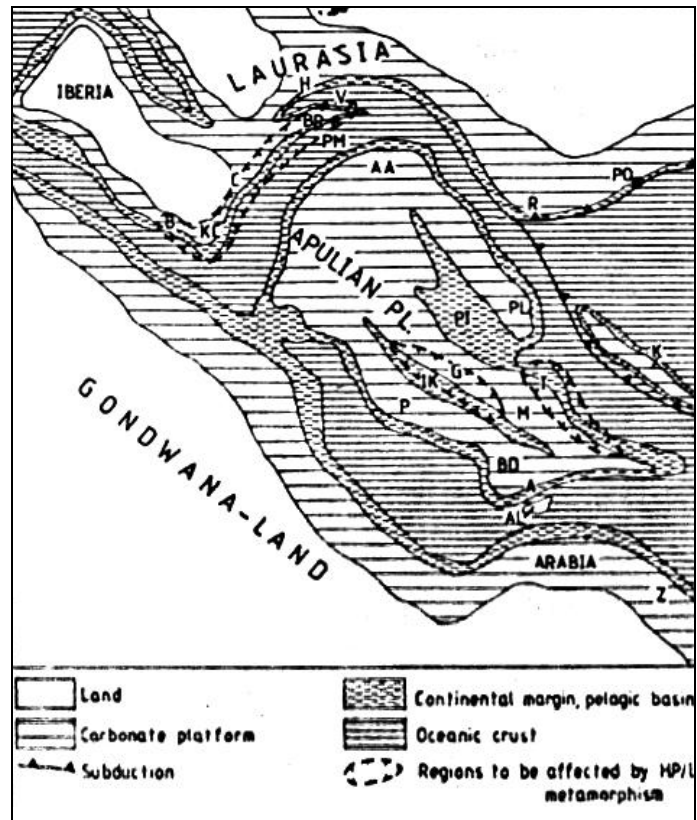
бата с отлагането на пелитовите утайки на Котленската свита, придружена с отлагането на много олистолити. Там в края на долна креда през австрийската фаза се формират Маторидните навлаци (сегашният Котленско-Върбишко-Камчийски верижен планинска рид.) (Чумаченко, Чернявска, 1989, 1990, Чумаченко и др., 2007). За ЮИ България стратиграфското, геодинамичното и палеогеографско 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 се заливат постепенно различните блокове на Ямболското стъпало, пролив на Мезотетиса, с дълбочина през различните векове до 200 м и приключва през бата с регресия (Sarunov, 1999). Всички тези събития са се развили в Тунджанската приразломна ранно-средноюрска долина. Последната е част от хорстовете на Тракийския масив (по Sarunov, 1999 или според П. Гочев старокимерски блок-ороген, (1991). Всъщност не можем въобще да говорим за Тракийски масив, тъй като тази част от територията на България е крайната окрайнина на Мизийската платформа, южен издатък на Лавразия, който още през 1977 г. беше наречен от Hsü Българска плоча. На юг от нея се е простирал Мезотетиса. След калова цяла ЮИ България се издига и започва да подхранва със седименти новосформираният на север от него къснокаловско-валанжски флишки трог. По-нататък върху югоизточните и централни 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 извода, 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 (Начев 1980) и завършила с долнокредната моласа (от валанжа до апта). В Северна България също така широко са разпространени юрските морски седименти, като са разположени с ъглов дискорданс над горнотриаските (ретски) орогенни структури и над които впоследствие се формира епикимерската Мизийска платформа (Гочев, 1991).

Към горното може да се добави, че през долна юра структурният план на Земята не е претърпял никакви особени структурни изменения по отношения на супергигантския континент Пангея-2. Реално ранноюрската епоха се явява последната епоха от неговото съществуване (Короновский и др., 2006). Ранноюрската трансгресия довежда до образуване на обширно епиконтинентално море в Западна и Централна Европа (Англо-Парижският басейн). Неотетисът, който започва да се формира още през перма на изток от Гондвана, продължавайки своето развитие през триаса и долна юра формира в своя най-западен край върху континентална кора ивица от понижения в обсега на Северна Африка, Централния Атлант до Мексиканския залив. По-късно поради продължаващо разтягане (рифтинг) те се превръщат в спрединг зона и след средна юра (късен бат) дават началото на формиране на Атлантическия океан (Короновский 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 Мезотетиса, започнал през бата довежда до осушаването му през долния калов и вече през горния калов, той вече снабдява с кластити Троянския трог (Начев, 1968; Sarunov, 1999; Чумаченко, Чернявска, 1989, 1990; И. Начев; Ч. Начев, 2001, Чумаченко 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 окрайнина на Балканските Кимериди. и продължил през догера. Той е започвал в Северен 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 (Начев, 1980; Sarunov, 1999) През горна юра се е осъществила обдукция на офиолити, тъй като те са навлечени 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 глинеесто-варовита моласа (валанж-апт или бериас-апт) с дебелина между 100-1000 m. (Начев, Янев, 1980). Според Начев (2001) след титона до бериаса или след валанжа по (Sarunov, 1999) се затваря Ниш-Троянският трог вследствие на колизия, компресия и конседиментационна деформация (интензивно нагъване) на южната, по-голяма част на флишевия трог и се образуват къснокимерски следтитонски до бериаски гънкови структури и паралелно се образува Пирот-Търновски фордийп (бериас-апт, Начев, 2001).

Всъщност ако се направи по-обобщен извод това е времето на затваряне на Вардар-Измир-Анкарската субдукционна зона и нейното превръщане в сутура. Паралелно се

осъществяват едни от най-мощните в геоложката история на България Младокимерско-Австрийски навличания и се формира дебел навлачен комплекс. Този Младокимерско-Австрийски субдукционен-обдукционен ороген е чудесно изрисуван от Гочев (1991, фиг.7б, фиг. 8б.) Тези хубави модели, по същество идейни, обаче не са свързани с конкретната геодинамична обстановка на Балканската микроплоча. Това може да се види и на други схеми (Boyanov et al., 1989; Дабовски, 1991; Dabovski et al., 2002) и .Zagorchev (2001) за Югозападна България.



Фиг. 5. Схематизирана палеогеографска карта на Апулийската платформа за късна Юра – ранна Креда. (По Dercourt et al., 1985 and Sengor et al., 1984b). А - Анталия, AA – Австроалпийска, AL – Алания, В – Бетска, BD – Бейдагларска, BR - Брианконе, С – Корсика, G – Гаврово – Триполица, H – Хелвеция, IK – Йонийска, К – Киршехирска, KC – Кабил – Калабрия, М – Мендерес, P – Паксос, PI – Пиндос, PL – Пелагонийска, PM – Пиомонт, PO – Понтиди, R – Родопи, Т – Тавшанли, V - Вале, Z – Загрос.

Съгласно общите представи за субдукционно-колизийното развитие на конвергентната граница между Евразия и Апулия и разделящият ги Мезотетиски океан на базата на посочените по-горе данни може да се направят някои нови изводи. В Динаридите офиолитовата формация се покрива от титонски и долнокредни теригенни скали, на българска територия в нейната източна половина пълно осушаване се е осъществило в края на бата и от горен калов до валанжа се образуват в тила на субдукционната зона удължените заддъгови Троянски, Светлянски, Треклянски, Крийненски депресии върху континенталния фундамент на Мизийската платформа. В обхвата на този трог се отлагат до 3000 m дебели флишки седименти. Проблемът при обяснение на палеодинамичната обстановка през горноюрско-долнокредния етап е свързан преди всичко с типа на субдукционната зона (островодъгова или активна крайнина), което определя механизма на образуване на заддъговите крайни морета (флишови 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 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

(Vo) това довежда до увеличаване на скоростта на субдукция ($V_s = V_u + V_d$) и на второ място към 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 и 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 крайнина, а не островна дъга. До сега никои 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 Гиблартар до Хималаите. Например Андската има дължина над 2500 km. По горните проблеми най-добре можем да се опрем на изследванията на Начев (2001) и Sapunov (1999). Чумаченко 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 простираща висока суша, в която се наблюдават и юрски (хетанж-кимериджски) скали, които след денудация са преотложени като екстракласити и олистолити във флиша. Палеодинамичната обстановка се изменила през късен 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 на конвергентните граници взаимодействат помежду си 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 този интервал по някои разчети продължава около 20-30 Ma (Аплонов, 2001). В течение на посочения 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 Начев (1976) за къснокимерско структурообразуване (след титона и през бериаса) е лишено от основание. Също и твърдението на Sapunov (1999) че през късен 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 триаски („странджански тип триас“) и палеозойски скали, също не може да приеме, че се е случило. И това позволило да се запазят пълните разрези на автохтонните долнокредноюрски скали в ЮИ България само под навлаците. Тук се забравя, че те са и най-далече разположени в Странджа и е нормално да са най-малко денудирани. Единствено верно 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 горен калов и продължава до края на апта, когато постепенно се запълва предпланинската крайна депресия (Троянският трог), разположена върху Мизийската платформа, са минали около 53 Ma. Времето, през което тежката субдуцираща океанска литосфера на конвергентната граница взаимодейства с континенталната надхлъзгаща плоча продължава до тогава, докато тя като потъжка не потъне под нея. Това всъщност е режимът на субдукция. Ако се опрем на последните изследвания за времето на обдукцията, тя всъщност се е случила на границата късен горен бат-ранен долен калов (Danelian & Robertson, 1993). Има основания да се допусне, че той 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 се въвлича в потъване и континенталната кора. 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 окраинни морета (платформи). Всичките тези относително малки и разнородни блокове възникнали на различни места и в различно време през 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 протолиги имат предкамбрийска, палеозойска и мезозойска възраст. Но паралелно с обединяването си тези разнородни тектонски блокове също така се въвличат 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 остатъци от океанска кора между тях.

По време на горноюрско-долнокредната колизия могат да се посочат два такива индентори, които проникват дълбоко на север в Евразия. Единият индентор по геоложки данни и степен на изученост можем да го наречем Тракийски (Истанбулски), а другият може да бъде наречен Родопски (Егейски), всъщност остатък от него е днешният Пирин-Пангайонски блок или микроконтинент. Всъщност това е срединният Егейския масив на Д.Яранов, който още през 1955 и 1960 г.го включва в херцинския тектоген (стр.176, 177). Пирин-Пангайонският земекорен блок е част Апулийските (Африканските) бордерленди.

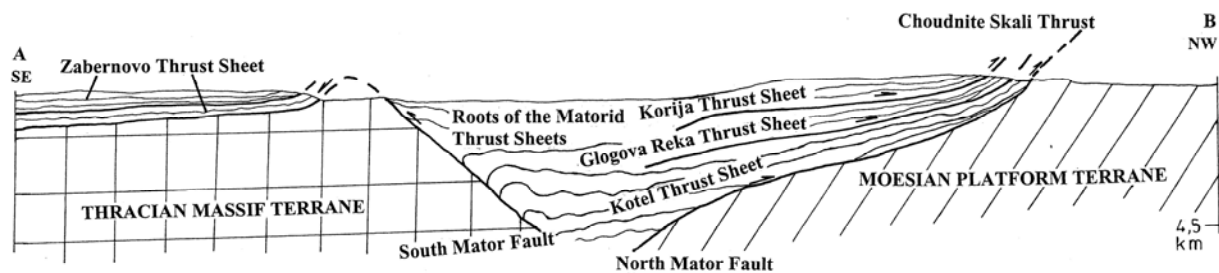
През време на вътрешноплочната субдукция горната част на слеба се разтопява до такава степен, че за сметка на своето по-голямо тегло се откъсва от континенталната литосфера и потъва в мантията. В нашия случай този период продължава от късен калов до края на валанжа, т.е. около 25 Ма. От този момент въобще се прекратява субдукционния магматизъм, а теренът на континенталната субдуцираща плоча рязко се издига, защото се освобождава от дълбочинното натоваване на океанската плоча (слеба) и се образуват високо издигнати обширни планински плата, т.е. настъпва екстензия и ексхумация.

Тракийската (Истанбулската) навлачна плоча се е придвижила в Югоизточна България и всъщност този навлак отдавна е известен под различни имена. В България това са Странджанските навлаци (Гочев, 1985; странджанският триас и палеозойските скали), Източнородопският комплексен навлак; (Боянов и Русева, 1984) и в Турция- Истанбулският навлак (Sengor et al., 1984a). Напоследък повече информация може да се получи от изследванията на колективни изследователи, начело с П Чумаченко, които разглеждат същият 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.(Чумаченко и др., 2007). Те имат австрийска възраст. Тези навлаци са разделени от навлачни повърхнини и най-долната навлачна повърхнина всъщност е Дислокацията на Чудните скали. Те установяват, че триаските и юрските скали са алохтонни и именно те участват в строежа на посочения по-горе Маториден навлак. Те правят успешен опит да се обвържат тетиските /триаски и юрски/ скали от Източна Стара планина и Странджа и да реставрират общия им басейн. Фиг 6. По други изследвания алохтонът на Странджански навлак е тясно свързан с единицата „Босфора“, всъщност палеозоя и мезозоя на полуостровите Коджаели и Пашаели. Най-характерното за тези навлечени материали е присъствието на плиткоморски карбонатни фазиеси от ордовика до горния девон и перма включително, алпийски триас и юра, стратиграфски хиатус до турона. (Bingol et al., 1975). Най-вероятният корелат на тази тектоногрупа може да се търси в Крайщето. И разбира се в Родопите, но коренно променени от по-късния алпийски метаморфизъм, за тях може да се съди по възрастта на протолитите.

По този въпрос много усилия положи известният български геофизик Х.Дачев и неговите идеи са представени в последния му труд „Строеж на земната кора в България“ (1988). Той извърши 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 ендогенни сили, на типа и еволюцията на земната кора.“(Дачев, 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 островнодъговата система и Севернобългарска или Мизийска, отговаряща на нейната тилна (заддъгова) част. Някои заключения на посочения автор заслужават висока оценка и да се имат предвид при различните плейттектоски конструкции и геодинамични оценки. На базата на геодинамичен анализ той отбелязва редица основни черти на строежа и тектонска 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 гравивните елементи на Южномизийската периплатформена област. Върху нея са навлечени или възседнали алохтонните ядра на Лудокамчийската зона, и Шипченския антиклинорий на Старопланинската зона , а по всяка вероятност и на Тетевенския антиклинорий върху Централния Предбалкан, също Западните Балкани и Предбалкан. Те всъщност са разположени в челната линия на ранноалпийския Югозападно-български комплексен дълбочинен навлак с преобладаващ гънков и алохтонен

строеж. Родопската област е образувана заедно с Крайщидите и представлява зона с наславане на крупни алохтонни пластини и това е неговия Родопски блок от Южнобългарската островно-дъгова геодинамична област. Другият мегаблок на тази геодинамична област е Тракийският, който представлява Югоизточнбългарският 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 (Вардарският микроокеан) през долната креда. Границите между тези мегаблокове се мотивират с ясно изявените дислокационни линии на Златоград-Ямболския и Балканският гравитационен градиент, представляващи реликти на навлачни структури.

И тук идва най-трудния проблем в българската тектоника за мястото на Родопския масив и дали изобщо той е срединен, влизащ като част в 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 Динаридна зона), Циркум Родопският седиментационен пояс (Най-вътрешният хелениден офиолитов пояс) и най-източната - всъщност е Сърбо-Македонската зона със двете си серии (Вертискос и Кердилиа). От последния полуостров се простира на ИСИ Егейският микроконтинент или Пирин-Пангайонският. Юрски до долнокредни офиолити се наблюдават само във Вардарската зона и Циркум-Родопския пояс. Те не се установени върху Сърбо-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 Самотраки, долното течение на р. Марица, на остров Лесбос и на юг от Дарданелите на полуостров Бига в СЗ Турция (Bevien, 1983, Karamata et al. 1989, Kotopouli et al., 1989; Tsikouras & Hatzipanagiotou, 1995, Glazunov, 1995, Bonev, Stampfli, 2005) и на изток продължават в единицата „Овасик“ на зоната Тавшанли (Окау, 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, влизащи в Циркум-Родопската зона. (Mposkos & Wawrzenitz, 1995). Това е известната Долнолуковска свита (Боянов и др.1990). Фактически тези юрски офиолити се наблюдават по двете крайбрежия на Егейско море или на запад и на изток от Родопския масив.



Фиг. 6. Палинспастичен схематичен тектонски разрез на ЮИ България – в края на ранна Креда. (по Чумаченко и др.,2007).

Следващият 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 достига своята кулминация през долен и среден миоцен. 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 (Keay et al., 2001). Аналогични събития са се проявили и на изток от Егея в Менедереския масив, който е продължение на Атико-Цикладската област. Там метаморфизмът започва даже по-рано през късния еоцен (така наречения „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 офиолитова асоциация, състояща се от три комплекса: а/ метавулканични разломи, но заедно с вместиците скали са претърпяли пластични деформации и катаклаза (Dora et al., 1995; Gessner et al., 2001;

Hetzel et al., 1995). Както е известно метаморфизмът на Родопите е в обхвата от 62 до 32 Ma (Arnaudov et al., 1990a).

Метамафичните скали, които се разкриват в метаморфния фундамент на Родопския масив най-добре са изследвани и интерпретирани от Е.Кожухарова (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, Въчански и Луковишка. Магматичните скали заедно със серпентинитите формират, б/ метантрузиви и в/ метасерпентинити. За метавулканитите се предполага, че представляват нискокалциеви-високомгнезиеви толеитови вулканити, редуващи се с ултраосновни /коматиитов тип/ вулканити. В комплекса на метантрузивите участват габро-норити, габро, габро-диорити и габро-диабазис с добре запазени реликти от магматични минерали и структури. Скалите от комплексите на метавулканитите и метантрузивите са диференцирани от обща базалтова магма, проникнала по дълбочинни разломи в земна кора от континентален тип. Латералната изменчивост на вулканогенно-седиментните 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 метасерпентинитите 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-седиментни свити и серпентинити са добре представени на схематична геоложка карта (Кожухарова, 1984; фиг.№1, стр.14). Според Кожухарова (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 вулканогенно-седиментни пластини или били покрити от вулканити. Последващият метаморфизъм предизвиква дълбоки неравномерни изменения в седиментните и магматичните. Всеобщата метаморфическа прекристализация и консолидация превръща асоциацията от магматити и седименти от „чужди тела“ в съставна част на метаморфния комплекс. Ако се направи сравнение с трите слоя на океанската кора (А, В и С) ще се види пълно съвпадение (базалти, интрузиви и серпентинити). Bonev et al. (2006), които обсъждат метамафичните скали в Източните Родопи доказват, че те са разкриват само в горната високостепенна единица на метаморфния фундамент и се асоциират с метаседименти 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 метаседименти. Регионалната геоложка среда на цялата офиолитова свита и асоциираните седиментационни последователности представляват обдуцирани офиолити върху древната суша на Родопския масив и са реално свързани с Вардарския океан. В района на Еврос, СИ Гърция, в Тракия, също така се разкриват офиолити, които заедно с нискостепените вулкански и седиментни скали се разглеждат като част от Циркум-Родопския пояс. Средно-горноюрска възраст на габро от Евроските офиолити е определена по К-Аг метод от амфиболити и по треков метод на апатити (160-141 Ma; Biggazzi et al., 1989). Аналогична възраст за плагиогранити и габро е (средна тектонска единица) получена от Пейчева и др. (1996) за Източните Родопи (160±19 Ma). Безспорно е, че метаофиолитите са обдуцирани върху Родопската суша през горна юра и по-късно са били увлечени в потъване и претърпяват метаморфизъм в амфиболитови фазиес.в интервала 62-32 Ma (Arnaudov et al., 1990b). От други изследвания е известно, че в Централна Гърция, Тесалия, потъването на юрската Пелагонийска карбонатна платформа до батиална дълбочина е установено по силицифираните варовици и радиоларити, които нагоре се сменят от фини силицикlastични седименти и после следват офиолитови последователности и меланж. Времето на станалото събитие е установено по радиларии, 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 натоваване от придвижващи се офиолитови навлачни пластини, обдуцирани от Вардарския океан. Той е разположен на север от Пелагонийската карбонатна платформа. (Danelian & Robertson, 1993). Ориентирано подобна възраст от 164 Ma. е установена както за офиолити извън Родопския масив, а така също и за метаофиолити от неговите предели. Подобни резултати са получени за Бачковските гнайси (тук може да се посочи Руенската подсвита от Луковицката свита, изградена от метабазити) и Добралъшките метагранити-153.5±4.1 Ma. Осцилаторната магматична зоналност на цирконите потвърждава

магматични протолити на Бачковските левкократни гнайси. И двата типа метаскали са претърпели наложен късноалпийски метаморфизъм преди 55.0 ± 7.2 Ma. Тук може да се вметне, че т.н. Първенецки комплекс показва възраст от 330-340 Ma, която съвпада с времето на високостепенния метаморфизъм в Централното Средногорие (Carigan et al., 2005). Ако се погледнат последните резултати от изследваните мигматити от долината на р.Чепинска и образуваните 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 Ma). Докато за монацита са получени смесени възрастови компоненти в интервала от 59-63 Ma, вероятно свързано с кристализацията на анатектичната топилка. (Cherneva et al, 2006). В двата случая се установява, че едни и същи по възраст протолити (юрска) имат различни степени на метаморфизъм. Трябва да се има предвид този факт и най-верен критерий остават първичната възраст на протолитите и после времето на метаморфизма. Също така по отношение на метаофиолитите се установява: 1). Те се наблюдават както около Родопския масив във Вардарската и Циркум-Родопския пояс, но и във вътрешността на Родопите и тяхното обдициране е станало в края на късна средна Юра /късен бат-ранен калов/ (Danielian & Robertson, 1995); 2). Родопският масив заедно с обдуцираните офиолити е увлечен в потъване и изтъпява метаморфизъм в рамките на амфиболитовия фазиес в интервала 62-32 Ma; (Arnaudov et al., 1990b).

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

Получените прецизни U – Pb цирконови изотопни-геохроноложки 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 ± 4.1 Ma) и наложен късноалпийски метаморфизъм -55.9 ± 7.2 Ma (Quadt von et al., 2006). На запад от Родопите в Крайщепенската зона се наблюдават юрски скали, но не и магматити с такава възраст. Посочената единица според изследванията и на други автори се състои от метагранити, метагранодиорити и левкократни гранити (ортогнайси), нагоре следват метаморфозирани вулкански и вулканогенно-седиментни скали с базичен състав (метабазитни тела), разкриващи се в матрикс от метapelити (парагнайси), (Иванов и др., 1984; Кожухаров, 1984; Ivanov et al., 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 (Ситовска) 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-напомня на плиткоморска карбонатна платформа (видима дебелина около 1500–2000 m). Напоследък бяха посочени геохроноложки 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 датирание 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 имаме метаморфизъм в амфиболитов фазиес, но само по долината на р.Чепинска той е придружен с мигматизация, като възрастта на протолитите е една и съща (Cherneva et al., 2006). В алохтонните части на екстензионната Централнородопска структура (Старцевска и Боровишка литотектонски единици) установените там 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. Но в същото време на запад в Сърбо–Македонския масив се доказва широкото разпространение на ордовишки метагранити (в Беласица-Лозенският), които по своите петроложки, геохимични и изотопни особености не се отличават от аналогични скали в Малешевската и Огражденската планина-от 451 ± 18 до 462 ± 17 Ma (Zidarov et al., 2003; Machev et al., 2006). Те са внедрени в скали, които имат 550–580 Ma възраст (горен протерозой; според международната стратиграфска схема на Gradstein et al., 2004). отново в Родопите, в Ардинската единица са открити порфиорокласични метагранити с циркони, които са кристализирали преди около 440 Ma, както и скали по-стари от тях. Реално в рамките на Централнородопското подуване в Ардинската литотектонска единица най-често се разкриват гранитни протолити с херцинска възраст-310 Ma (Cherneva et al., 1991, 2000; Peytcheva et al., 2000; Arkadaskiy 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-геохронологички изследвания с помощта на U – Pb изотопен метод по циркони и Rb – Sr изотопен метод по валови проби дават херцинска възраст от 310–340 Ma за първите и 340 ±26 Ma за вторите. (Пейчева и др., 1992a,b; Peytcheva & Quadf, 1995; Пейчева и др., 1998; Bonev & Veccaletto, 2005). Херцинските гранитоиди са внедрени в скална основа с възраст около 575 Ma (горен неопротерозой). Аналогична възраст от 334 Ma е получена и за гръцката част на Източните Родопи, която засяга т.н.Долна тектонска единица, съответстваща на единицата Бяла река – Кехрос (Mroskos & Wawrzenitz, 1995; Bonev & Veccaletto, 2005). Rb–Sr изотопни данни за валовите проби от Жълтичалската или среднотектонската единица от метаплагиогранити определят възраст от 160 ±19 Ma 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 Ma). 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 островно-дъгова или активна вулканска крайнина (Пейчева и др., 1998).

Заслужава да се обсъди проблемът с тези метаофиолити, които се разкриват по периферията на Родопския масив на запад и юг във Вардарската зона и Циркум-Родопския седиментен пояс и различните петна от габра и серпентинити, наблюдаващи се на различни места в Централните и Източните Родопи, включително и тези разкриващи се по северния склон на Централните Родопи. Също и тези на юг от Родопите на остров Самотраки. Някои от тях са претърпели и алпийски метаморфизъм. Възрастта на обдуциране на офиолити, както посочих по-преди на базата на изследванията на Danelian & Robertson (1993), е настъпила в края на средна юра (късен горен бат–ранен калов). Тогава става смяна на плиткоморската седиментация с дълбокоморска (батиална с радиоларити) и дебели от няколко km офиолити. Днес запазени само на отделни места и с непълен профил на океанската кора (слой 1, слой 2, 2A и 2B - оливинови базалти (толеити) и С- долеритови дайки (интрузивни аналози на базалтите) и слой 3, 3.A-изотропно габро и 3.B-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 Ovcharova & Sarov (1995), Bonev & Veccaletto (2005) характеризират метагранитоидите 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 срязващи движения.

По-горе беше засегнат въпроса и за метаофиолитовия комплекс, представен от плагиогранити и метагабра, обаче в рамките на високометаморфния комплекс, с възраст около 160 Ma (реално това е горноюрска възраст- оксфорд), които се наблюдават в обхвата на Вардарската зона (Вътрешна Динаридска зона) и в Циркум-Родопската зона (Най-вътрешен хелениден офиолитен пояс- ИМНОВ. Във Вардарската зона това се 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 горна юра (155–150 Ma). Същата възраст имат и офиолитите от ИМНОВ (Циркум–Родопската 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 високостепени 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 (Bonev & Stampfi, 2005). Средно-горноюрска възраст е определена за габрото по K – Ar метод за амфиболити и по трековия метод на апатит (160–141 Ma, Biggazzi et al., 1989). Тук може да се добави и изследването на някои учени за офиолитите на остров Самотраки (Tsikouras & Hatzipanagiotou, 1995). Остров Самотраки всъщност се явява свързващо звено между офиолитите на запад и на изток от Родопския масив. Според горните изследователи на острова се наблюдава последователност от габро, диорити, базалти и масивни долерити, които надхвърлят дебелина от 1000 m. Радиометрично датиране на амфиболити от диорити определят възраст от 154±7 и 155±7 Ma (кимеридж, всъщност 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 (Heimann et al. 1972), освен ако не са навлечени. Такъв факт не се посочва. Според последните изследвания на Danelian & Robertson (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 средна юра в интервала-късен бат–ранен калов. Всъщност те маркират времето на колапс (потъване) на плитководната Пелагонийска карбонатна платформа до батиални дълбочини, вследствие на коровото натоварване 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 и Циркум-Родопския седиментен пояс. Тази възраст разкрива усиленото потъване на платформата през или след късна средна юра (късен бат–ранен калов).

Още по 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 Ma и охлаждане до 300 °C преди 36 Ma. Обаче предварителните данни за протолитите (метадиорити) на Ардинската единица, източно от Рилския батолит, показват горнопермска-долнотриаска възраст (253 ±13 Ma). Но такава възраст 248.85±0.70 Ma имат и Скрътските гранитоиди от Беласица планина, които са част от Сърбо–Македонския масив (Peytcheva et al., 2005). Игралищенският (Огражден) 240 Ma (Zidarov et al., 2004) и тези в Халкидическия полуостров, Северна Гърция, гранитът при Арнеа, между 210 – 230 Ma (De Wet et al., 1989, Himmerkus et al., 2003).

В Централните Родопи (Cherneva et al., 1991; Liati et al., 2005) определят подобна възраст за метагранити и базични магматити. Но долно-среднотриаски вулканити са установени също при Кремиковци и северно от Враца (Vapsarova et al., 1979; Дамянов, 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-далеч на север 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. (Nikova et al., 1995). Тези, които са във вътрешността са претърпели метаморфизъм амфиболитов фазиес, а тези по северното подножие не се били увлечени в потъване и промени и затова навремето. Кожухаров ги възприе като протрузии (1966, 1983). Той предполагаше, 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 (Guiraud et al., 1992). Те отбелязват наличието на HP слюдени шисти при с.Бяля Черква, които се редуват с едновръстни обдуцирани офиолити в подножието на Северните Родопи. Слюдените шисти после са били погребани на дълбочина до 30 км и са активни участници в удебеляването на земената 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 по на изток-Сакарыйският (Ломизе, 2004). Последният е известен с различни имена: Странджански навлак (Начев, Маляков, 1979), Истанбулски навлак (Sengor et al., 1984a), Странджански навлаци (Гочев, 1985.), Тракийски (Дачев, 1988), или Маториден (Чумаченко и др., 2007). Продължаващата конвергенция, 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 Сърбо-Македонския масив, по Струмския трансформ 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 Васильовската планина, се наблюдават взаимоотношенията между навлечените палеозойски, триаски и долно-средноюрски скали върху Западнобалканската карбонатна група. Разкриващите в Средногорието кристалинни скали, (Арденска и Ботурченска групи, равносилно на Сърбо-Македонски 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 и се разполага върху тях и ги разкъсва. Ако искаме да очертаем западната граница на придвижването на Родопската навлачна плоча спрямо ивицата на Балканидите тя съвпада напълно с разпространението на ивицата горноеоценско-долноолигоценски седименти и вулканити като се започне от Местенския грабен, Брежани, Сухострел-Логодашкия, Пиянешкия, Бобовдолския, Пернишкия. На СИ в най-общ вид тя продължава през Голобърдския навлак на Гочев (1983) и по-нататък границата се наблюдава по западната периферия на Централното Средногорие заедно с лежащите върху него ДФК, палеозойски, триаски и долно-средноюрски скали. Челото на тази навлачна пластина са лежащите навсякъде с дискорданс във Васильовската 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 да лежат върху флишката група (калов-валанж). Например Корфийският синклиноид, Централно-балканската 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 Калайджиев (1975) в обсега на Издремецката синклинала, свързващо звено между Берковската и Свогенската антиклинали, се наблюдават четири навлака: Кукеровски, Церовски, Издремецки и Искреци Тук е установено полягане на южното бедро на Издремецката синклинала на север. Навлакът е представен от обърнатите пластове на триаса, долно-средна юра, включително и Западнобалканската карбонатна група (калов-барем). По другите навлаци участват скали на Диабаз-филитоидния комплекс 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. Бончев, 1930). По същата дислокация на запад в долината на р.Нишава се наблюдава навличане на триаски, юрски, включително и Салашката свита (бериас-апт).

Бончев и Йосифов (1963) обяснявайки съотношението между регионалното и локалните негативни остатъчни гравитационни аномалии във Васильовската планина смятат, че тези аномалии са отражение на гънково-блокови структури, които нямат дълбоки корени или са блокове в алохтонно положение. До съзия показателен извод достига Богданов (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 Marinov et al., (2000, с.48). Те 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-олигоценските басейни. Днес границата в известна степен, както на запад, така и на изток е замаскирана от есхумацията на метаморфните ядрени (сводови) комплекси след среден еоцен. Тук се имат предвид Осоговският, Белоречкият, Кесебирският, Западнородопските, Рилският и Пиринският, 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; Yanev et al.,1995), през Смолянския, Витинския и на СЗ отново Местенския, Брежанския, Сухострелския, Пиянешкия, Каменишкия, Бобовдолския и Пернишкия. Те всичките са разположени във висящото крило (горната плоча). Вероятно тук могат да се добавят и палеогенските басейни в Македония, например при Кратово и Злетово, които също се явяват по фронта на отделни среднокредни навлаци. В най-общ вид тази басейнова ивица съвпада с палеогенската Македоно-Родопско-Северноегейска магматична зона (MRNAMZ, Dabovski et al., 1989; Harkovska et al.,1998). Посочената по-горе грабенова ивица бележи границата между Егейският индентор (Пирин-Пангайонският) и Родопската навлачна пластина. Всъщност по долината на р.Места се прокарва и Местенската зона на сръзване, която отделя нискостепенните метаседименти и левкократни ортогнайси на Пирин-Пангайонската единица от мигматичните гнайси и амфиболити на единицата Сидиронеро от Родопите. (Dinter & Royden, 1993; Gautier et al., 2001; Gerdjikov & Milev, 2005).

Ако продължим разсъжденията в тази насока на базата на последните дълбочинни сеизмични профилирования на земната кора в Източните Родопи; (Велчев и др., 1978; Йосифов и др.,1980; Дачев, 1988; Nikova et al., 1995; Велев,1996).ще се уточни в много голяма степен

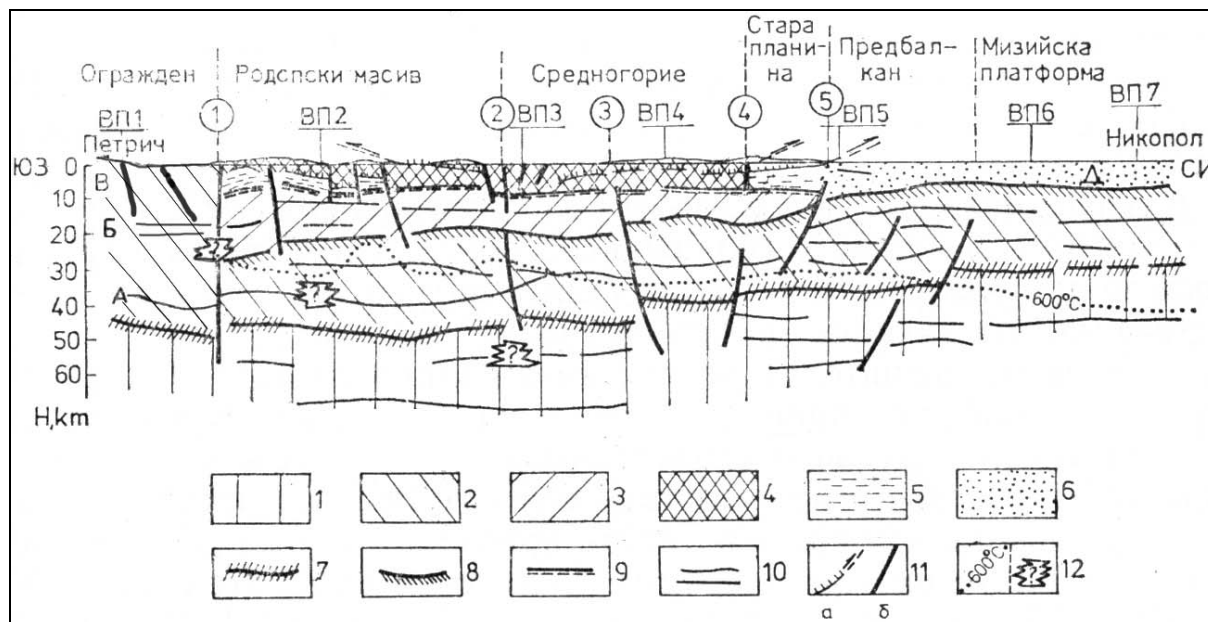
тектонската позиция и литотектонска последователност на Източните и Централните Родопи и най-вече на взаимоотношенията между тях. По извършеното дълбочинно профилиране на отразени вълни в Източните Родопи се установява, че реално по границата между Родопската и Прародопската надгрупа, сега по Старцевската 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. (Велев, 1996) Плочата е наклонена на изток под ъгъл 30-35°. Горният автор интерпретира тектонската зона на Източнородопския фронт (ТЗИРФ) като плоча, генетично свързана с обдукцията на по-тежката субокеанска кора на Източните Родопи, принадлежача на движелата се приблизително на СЗ микроплоча, върху полеката континентална кора на Централните Родопи. В средната част на кората е установен вискоотражателен слой, който авторът смята, че представлява базална плоскост на отлепване (детачмънт), разположен в основата на навлачната плоча. Тези плоскости са придружени от милонитозирани ивици и всъщност разделят отделните тектонски пластини. Към посочената информация могат да се добавят гравитационните и аеромагнитни данни, получени при изследване територията на Източните Родопи, ограничени между гр.Кърджали на север и българо-гръцката граница на юг (Nikova 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 (Bonev & Stampfli, 2005). Границата между Централните Родопи и Източните или Старцевската зона е разглеждана или като разлом на отделяне, (Ivanov et al., 2000), или като зона на срязване /Саров и др., 2006 /I. По-рано тази граница се отождествяваше с Централнородопското гравитационно стъпало (Велчев и др., 1978), което според Дачев (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 Мизийския мегаблок. Възникването на тези навлаци може да се свърже единствено с процесите на закриване на Мезотетиса (Вардарският микроокеан) през долната креда (Дачев, 1988, с.304.). Фиг. № 8. Тук, ако трябва да направя някакво изменение на рисунката, е да се нарисува структурният комплекс А, образуван в края на Байкалския етап (автохтон) на повърхността и той всъщност е Огражденският блок-Сърбо-Македонския масив, предният фронт на Мизийската платформа. Тук изрисуваните 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 прокара разлом на отделяне (детачмънт). И действително той се прокарва от Dinter & Royden (1993) като Northern Greece Strymon valley detachment fault.

Дотук цялата интерпретация беше извършена на основата на плейттектонски 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 плейттектонски представи? Най-добра възможност за допълнителна информация може да се получи от гравитационната характеристика на територията на България.

Гравитационното поле на България се характеризира със сложна морфология и голямо разнообразие. Според Дачев (1988) на територията на България се наблюдават три гравитационни аномалии от зонален тип и които се намират в сложни взаимоотношения. По-важните особености на гравитационното поле в България са следните: контрастност на гравитационните аномалии (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 североизточни посоки; наличието 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.

Горният автор посочва, че гравитационните аномалии отразяват въздействието на много геоложки фактори, които се обединяват в три групи фактори от дълбочинен характер :а/ дебелина на земната кора, релеф на границата М, плътностни нееднородности в горната мантия и др.;б) изменението на петрографския състав и строежа на средните и горните нива на земната кора, които създават регионални до 50-100 km² гравитационни аномалии и в/

изменението на дебелината, вещественния състав и строежа на седиментния и седиментно-вулканогенния слой на земната кора, както и релефа и вътрешния строеж на тяхната подложка. Последните предизвикват малки по площ локални гравитационни аномалии налагащи се върху регионалните и зоналните. Въз основа на тези критерии той отделя три групи гравитационни аномалии : гравитационни аномалии от първи клас, гравитационни аномалии от втори клас и локални аномалии от трети клас. В гравитационното поле на България от първи клас са Мизийската, Родопската и Тракийската (Истанбулската) гравитационни аномалии, реално разположени в източната половина на Балканския полуостров. Те се поделят от разграничаващите ги междузонални Балкански и Златоград-Ямболски гравитационни преходи (гравитационни линеаменти).



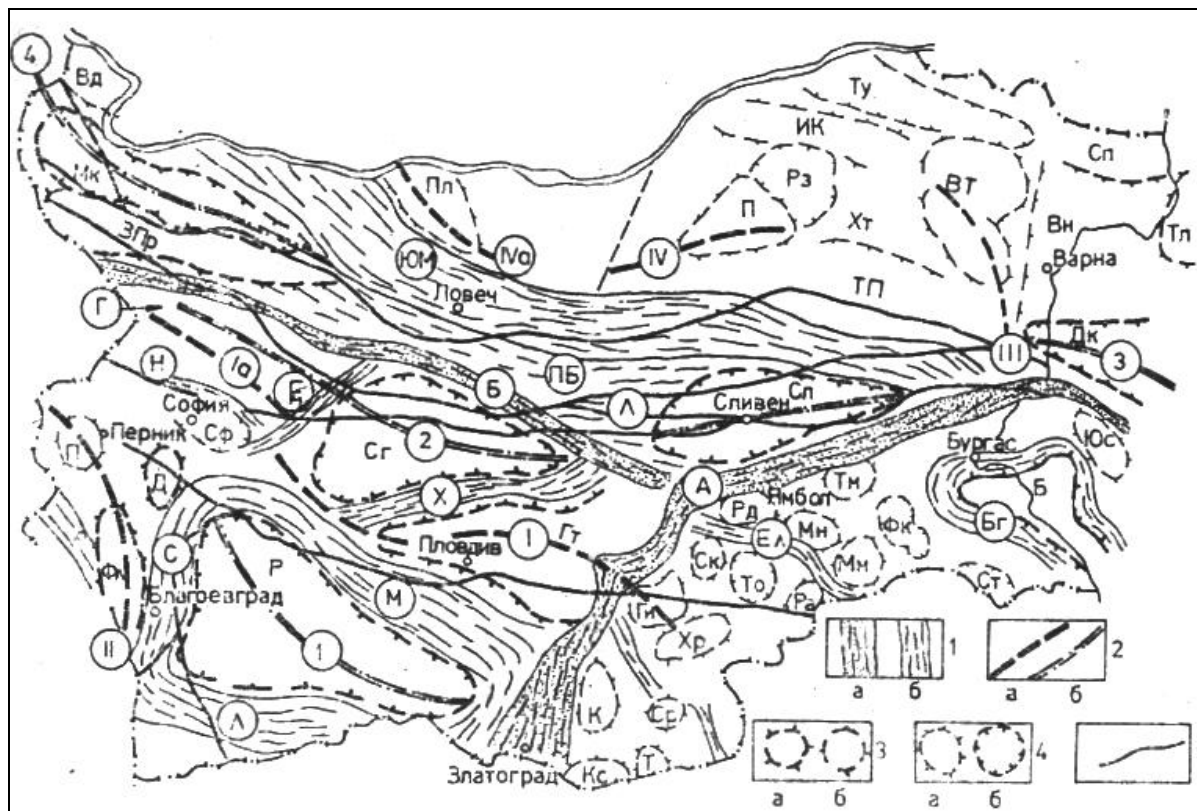
Фиг. 7. Геодинамичен модел за строежа на земната кора по профила Петрич-Никопол. (по Дачев, 1988, Спиридонов): 1-горна мантия; 2, 3, 4 и 5 структурни комплекси в консолидираната (магмено-матаморфна) кора; 2-структурен комплекс А, най-древен, образуван в края на Байкалския етап (автохтон), 3-структурен комплекс Б, с клиновидна форма, образуван вероятно в края на палеозойската 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-Pz¹ горна повърхнина на структурен комплекс А, 9-Mz¹-горна повърхнина на структурен комплекс Б; 10-сеизмични граници; 11а-повърхнини на навлаци (структурен комплекс Б) и 11б-разломи; 12-положение на изотермичната повърхнина на Кюри (600° С) и възможни магмени огнища.

Родопската гравитационна зона обхваща западната част на Родопският масив, Централното и Западното Средногорие, Западнобалканската тектонска зона, Крайщидите, източните части на Тимошката и Лужницката зона на територията на Сърбия, както и части от Сърбо-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 гравитаионно 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. Sengor and all,(1984a) приемат тази зона за навлак (Istanbul Nappe).

Гравитационните зони се отделят една от друга посредством регионални гравитационни преходи. Повечето изследователи ги приемат за линеаменти в морфологията на гравитационното поле. Те най-често имат праволинейна или дъговидна форма с различна дължина, ширина и амплитуда. Те от своя страна 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

линеamenti има Златоград–Ямболската гравитационна дъга (Йосифов, 1982 Дачев, 1988. Емине–Загорски, Димитровград–Ямболски гравитационен преход на Велчев и др. 1970, Дачев 1978, Добрев, Щукин 1974)



Фиг. 8. 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) и 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 — Флороски максимум, Д — Дикански максимум, П — Пенковски максимум, Сф — Софийски минимум); Г — Годечка (Западнобалканска) зона; Югоизточна България — Източнородопска зона, максимуми : К — Кърджалийски, Кс — Кесибирски, Т — Тинтявски, Ср — Странджевски, Ги — Горски изворски, Хр — Харманлийски, Ск — Сакарски, Ра — Радовеци и минимуми : То — Тополовградски); Странджанско-Бургаска гравитационна зона, максимуми : Рд — Радневски, Мн — Манастирски, Мм — Мамарчевски, Тм — Тамарински, Б — Бургаски, Юс — Югоизточностаропланински и минимуми : Фк — Факийски, Ст — Стоиловски)

Балканският гравитационен преход е реално 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. Според горният автор Златоград–Ямболският преход е типична линеаментна структура с навлачен и разломно-навлачен характер

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

Плътностните нееднородности на Южна България всъщност отразяват сложният и многослоен строеж, изграден от автохтонни и алохтонни участъци и терени с метаморфен характер, също така с магматизъм, които реално нарушават изопическите зони на Балканидите на българска територия. Затова няма съвпадение между повърхностния геоложки и дълбочиния гравитационен строеж. Причината за придвижването на алохтонните терени (плочи) на север-североизток 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 субхерцински навличания и късноалпски метаморфизъм с възраст между 69–32 Ma (Arnaudov et al., 1990a). От друга страна Родопската гравитационна аномалия се характеризира с отрицателен знак на гравитационното поле и сложна морфология, докато Тракийската притежава диференцирано положително гравитационно поле. Гравитационите 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 равнища на земната кора, в това число на седиментния и вулcano-седиментния слоеви и техните подложки. Посочените по-горе гравитационни данни недвусмислено потвърждават наличието на два терена (навлечени плочи), които можем да ги наречем съответно Родопски и Тракийски (Истанбулска) Към казаното до тук трябва да се добави една особеност на навличането на Родопския акреционен блок и територията на изток от Струмския трансформен разлом. Трябва да се отбележи голямото различие между Родопската област и терена на Крайще. 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 Крайщенската 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 (Дачев, 1988). Централното Средногорие се отделя от Крайщенската област с локалния Етрополски гравитационен преход, който всъщност е продължение на Струмския гравитационен локален линеамент. Очевидно между отделните навлачни пластини се наблюдават трансформни разломи. В случая това са Централнородопския сегмент на Златоград-Ямболският гравитационен преход и Струмско-Етрополският. 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.

Литература:

1. Аплонов, С. В. 2001. Геодинамика. Изд. " Санкт-Петербургский университет", с. 360.
2. Богданов, С. 1980. Основни черти на дълбочинния геоложки строеж по гравимагнитни данни. В кн: Нефто-газосносност на Предбалкана. Техника, с. 50–55.
3. Бончев, Е. Д. Йосифов. 1963. Разломна сеть и сегментирования земной коры территории Болгарии. Блокное строение и разломы геосинклинальных областей. С., БАН, с. 34–54.
4. Бончев, С. 1930. Обяснение на листа Цариброд от геоложката карта на България в М 1:126000, С., Унив. библиотека, 100-144.
5. Боянов, И., М. Русева, В. Топракчиева, Е. Димитрова. 1990. Литостратиграфия мезозойских пород в Восточных Родопах. GEOLOGICA BALKANICA, 20. 5. С. с. 3–28.
6. Боянов, И., М. Русева. 1984. Структурные особенности Белоречного поднятия. В кн. Особенности становления земной коры в докембрий Южной Болгарии. С., с. 118–141.
7. Велев, А. 1996. Дълбочинно сеизмично профилиране на земната кора по регионален профил Ивайловград-Ардино. БАН, Българско геофизично списание, XXII, № 2, С., 91-107.
8. Велчев, Ц. Х. Дачев, И. Петков. 1970. Геотектоническое строение Болгарии в свете геофизических полей. Докл. БАН, 23, 6, с. 699-702.
9. Велчев, Ц., Р. Димитров, Б. Маврудчиев, С. Московски, Х. Дачев, И. Петков. 1978. О глубинном строении, металлогений и основных тенденциях развития Родопского среднего массива. Год. СУ, физ. факултет, 67, с. 159-172.
10. Гочев, П. 1983. Субхерцински алохтон в Западно Средногорие. Геотектоника, тектонофизика и геодинамика., 15, С., с. 3–16.
11. Гочев, П. 1991. Алпийският ороген на Балканите – полифазова колизионна структура. Геотектоника, тектонофизика и геодинамика, 22, С., с. 3–44.
12. Гочев, П. М. 1985. Странджиди. Геотех., тектонофиз. и геод., 18, с. 28-54.
13. 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.

14. Дамянов, Ж. 1993. Минераложки особености и генезис на сидерит съдържащите руди от находище Кремиковци. Авт. на дисертация. ИПМ–БАН, с. 31.
15. Дачев, Х. 1978. Блоковое строение земной коры территории Болгарии и сопредельных стран по геофизическим данным. Сб. 23-го геол. симроз., Варна, II., с.31-56.
16. Дачев, Х. 1988. Строеж на земната кора в България. ДИ." Техника, с. 334.
17. Добрев, Т.Б., Ю.К.Щукин, 1974. Геофизические поля и сейсмичность восточной части Карпато-Балканского региона. М., Наука, с.176.
18. Иванов, Ж., С.Московски, К.Колчева, Д.Димов, Л.Клайн. 1984. Геологическое строение Централних Родоп. I. Литостратиграфическое расчленение и особености разреза метаморфических пород в северных частях Централних Родоп. GEOLOGICA BALCANICA, 14, 1. С.3-42.
19. 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.
20. Калайджиев, С. 1975. Гънкови и навлачни структури по масива на Издремец в Западна Стара планина. Сп.БГД, XXXVI, 3. с.275-290.
21. 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.
22. Кожухаров, Д. 1966. Докамбрийски метаморфозирани ултрабазични и базични магматити в Централните Родопи. Сп.БГД, 26, 1, с.51-62.
23. Кожухаров, Д. 1983. Строение и развитие Севернородопской разломной зоны, расположенной между Асеновградом и Пазарджиком. БАН, В кн.: Марицкий шов и блоковое строение болгарского Средногорья. С., с.66-80.
24. Кожухарова, Е. 1972. Докамбрийски метаморфозирани базични вулканисти от Централните Родопи. Изв.ГИ, сер.геохимия, минералогия и петрография, 21, с.147-165.
25. Кожухарова, Е. 1977. Образование двухфациальных минеральных парагенезисов при региональном метаморфизме докембрийских серпентинитов в Западных Родоп. Геохимия, минералогия и петрография, 7, с.47-63.
26. 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.
27. Короновский Н.В., В.А. Хаин, Н.А. Ясаманов. 2006. Историческая геология. Изд." Академия", с. 458.
28. Ломизе, М.Г. 2004. Субдукция в коллизионном контексте: развитие и отмирание островных дуг Средиземного моря. В кн. „Современные проблемы геологии”, Изд. „Наука”, М.; с.291–315.
29. Начев, И. Юра. 1968. В Стратиграфия на България. Изд. Наука и изкуство, с.189-216.
30. Начев, И. & С. Н. Янев. 1980. Седиментните геокомплекси. С., Наука и изкуство, с. 204.
31. Начев, И. 1976. Литология на юрските седименти в България. С., БАН, с. 160.
32. Начев, И. 1980. Моделът на островните дъги и алпийската еволюция на България. Сп.БГД, 41, 3, 167-177.
33. Начев, И., Ч. Начев. 2001. Алпийска плейт-тектоника на България. Изд. Артик, с.198.
34. Начев, И., Й. Малайков. 1979. Развитие на познанията за геологията на Странджа. Сп. БГД, 40, 1, с. 1-9.
35. Овчарова, М.Н. 2005. Петрология, геохронология и изотопни изследвания на матегранитоиди от източната част на Мадан–Давидковското подуване. Автреферат на дисертация, 44 с.
36. Пейчева, И., Ю. Костицин, Е. Салникова, Б. Каменов, Л. Клайн. 1998. Rb–Sr и U–Pb изотопни данни за Рило – Родопския батолит, БАН, Геохимия, минералогия и петрология. 35, с. 93–105.
37. Пейчева, И.М., Е. В. Бибилова, В. Макаров. 1992а. U–Pb изотопное датирование цирконов двух типов гнейсов Юго-восточных Родоп Болгарии. 1992. Док. БАН, т.45, 8, с.71–74.
38. 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.
39. 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
40. Саров, С., Зл.Чернева, К.Колчева, Е.Войнова, Я.Герджиков. 2004. Литотектонска подялба на метаморфните скали от източните части на Централнородопската екстензионна структура. Сп.БГД, 65, кн. 1-3, с. 101-106.
41. Чешитев, Г. 1971. Шипченска Стара планина. В: Тектонски строеж на България. ДИ „Техника”, с. 294–299.
42. 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.
43. Чумаченко, П., С.Чернявска. 1990 Юрская система в Восточной Стара-Планине II. Палеогеографическая и палеотектоническая эволюция. Geologica Balcanica, 20, 3., Sofia, p., 17-58.
44. Чумаченко, П., С. П. Чернявска. 1989. Юрская система в Восточной Стара-Планине. I. Стратиграфия. Geologica Balcanica, 19, 4, Sofia, p. 33-65.

45. Яранов, Д. 1960. Тектоника на България. Изд. „Техника“, с. 282.
46. Arkadakskiy, S., L. Bohm, Z. Heaman, E. Cherneva, Stancheva. 2000. New U – Pb age results from the Central Rhodope Mts., Bulgaria. ABCD–GEODE 2000 – WORKSHOP, BOROVBETS, Bulgaria. p. 5.
47. Arnaudov, B., B. Amov, Ts. Baldjieva, M. Pablova. 1990a. Tertiary migmatite pegmatite in the Central Rhodope crystalline complex. Uranium–lead zircon dating. GEOLOGICA BALCANICA, 20, 6, p. 25–32.
48. Arnaudov, V., B. Amov, Z. Cherneva, R. Arnaudova, M. Pavlova, E. Bartnitsky. 1990b. Petrological–geochemical and lead isotope evidence of Alpine metamorphism in the Rhodope crystalline complex. HEFLOGICA BALCANICA, 20, 5, p. 29–44
49. Bebien, J. 1983. L. association ignee de Guevgueli. Ofioliti 8, p. 293–302.
50. Bingol, E., Akyurec B., 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.
51. 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.
52. 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. Proceedings of the Jubilee International Conference, BGS, S.; p. 31–34
53. 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]. Proceedings of Jubilee International Conference, BGS, S.; p. 27–30.
54. Boyanov, I., C. Dabovski, P. Gocev, 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, p. 107–121.
55. 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.
56. 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.
57. Cotoptouli, C.N., K. Hatzipanagiotou, B. Tsikouras. 1989. Petrographic and geochemical characteristics of the ophiolitic rocks in Northern Samothrace, Greece. GEFLOGICA BALCANICA, 19, 3, p. 61–67.
58. Dabovski, C, I. Boyanov, Kh, 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.
59. Dabovski, H., A. Harkovska, B. Kamenov, B. Mavrudchiev, G. Stanisheva–Vassileva, D. Tchounev, Y. Yanev, 1989. Map of the Alpine magmatism in Bulgaria (Geodynamic approach). CIPP in Map-Making; S., Bulgaria.
60. 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. Tectonophys., 161, p. 65–79.
61. 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.
62. Dinter, D., Royden, L. 1993. Late Cenozoic extension in northeastern Greece: Strymon valley detachment system and Rhodope metamorphic core complex. Geology, 21, p. 45–48.
63. Dora, O. O., Candan, O, Durr, S. Oberhansli R. 1995. New evidence on the geotectonic evolution of the Menderes Massif. Proc. Intern. Earth Sci.; Colloquim on the Aegean Region., Izmir-Guluc, Turkey. Vol. 1, p. 53–72.
64. 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.
65. Gerdgikov, 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.
66. Gessner K., Ring U., Jonson, C. 2001. An active bivergent rolling-hinge detachment system; Central Menderes metamorphic core complex in Western Turkey. Geology, Vol. 29, 7, p. 611–614.
67. Glazunov, O.M. 1995. The Geochemistry of ultramafic rocks of the Vardar zone /Balkan Peninsula /XV congress of the Carpatho-Balkan Geological Association .Athens, Greece, 4/2, p.444–446.
68. Gradstein F. M., G.G.Ogg, A. G. Smith, W. Bleeker, and L.J. Lourens. 2004. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. Episodes, Vol. 27, 2, p.83–100.
69. Guiraud, M., Z. Ivanov et 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.
70. 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.
71. Heimann, K., Lebkuchner H., Kretzler W. 1972. Geological map of Greece, Samothraki sheet. IGME.

72. Hetzel D., Ring U. Acal C., Troesch M. 1995. Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes massif, southwestern Turkey. *J. Geol. Soc., Londpn.* Vol. 152, 4, p. 639-654.
73. 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, 05671.
74. 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.
75. 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
76. Karamata, S., Ivanov, Z., Economou – M. Eliopoulos, K. Kolcheva, M. Zhelyaskova–Panayotova, 1989. Correlation of the Carpato – Balkan and Dinaro – Hellenic ophiolite belts (South of Danube River). *Reparts of XIV congress CBGA. Sofia.* P. 97–125.
77. 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. *Tectophisics.* V. 342, N 1/4, p. 275–312.
78. Liati, A., M. Fanning. 2005. Eclogites and country rock orthogneisses representing Upper Permian gabbros in Hercynian granitoides, Rhodope, Greece. *Geochronical constraints. Abtacc. Mitt. Oster. Miner. Ges.* p. 150,88.
79. Machev, P., T. Kenkman. 2001. Orthogneisses from the Vlahina Mountain /SW Bulgaria/: petrographical and microstructural studies. *Сп.БГД*, 62, 1-3, с. 65-76.
80. Machev, Ph., B. Borisova, L. Hecht. 2006. Metaeclogites from the Sredna Gora terrain - petrological features and P – T path of evolution. *HEOSCIENCES–2006.*, p. 185–188.
81. Marinov, E., G. Stampfli, K. Pavlov. 2000. Geological structure and evolution of the Balkanides, Bulgaria. *ABCD – GEODE 2000*, p. 48.
82. Mposkos, E. & N. Wawrzenitz, 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 Carpato – Balkan Geflogical Association, Athens*, p. 612–608.
83. Nikova, L., A. Tzvetkov, D. Tzvetkova and V. Nedev. 1995. Gravity and aeromagnetic study of the inhomogeneities in the metamorphic rocks of the South-Eastern Rhodope region, SE Bulgaria. *XV Congress of the CBGA, Athens, Greece*, 4/3, 1130-1134.
84. Okay A. I. 1986. High – pressure / low – temperature metamorphic rocks of Turkey. *Geol. Soc. of America. Memoir*, 164. p. 333–347.
85. Ovcharova, M., S. Sarov. 1995. Petrology and tectonic setting of the metagranitoids from Kesibir reka region in the Eastern Rhodopes. 1995. *XV congress of the Carpato-Balkan Geoflogical Association, Athens, Greece.* p.613-618.
86. 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. *PROCEEDINGS of the Jubilee International Conference. Bulgarian Geological Society, S.*, p. 109–112.
87. 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.
88. 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.
89. Sapunov, I. G. 1999. The Jurassic in south – eastern part of Bulgaria (stratigraphy, geodynamics, facies and paleogeography). *GEOLOGICA BALKANICA*, 29, 1–2, S., p. 19–59.
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.
91. Tsikouras, B. K. Hatzipanagiotou. 1995. Geflogical 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 Geological Association, Athens, Greece.* p. 116 – 126.
92. Vaptsarova, A. H. Chamberski, J. Nicolova. 1979. Le Trias dans la Bulgarie du Nord. III. *Volkanisme. GEO-LOGICA BALKANICA*, 9, 3, p. 93 – 106.
93. Yanev, Y., F. Innocenti, P. Maneti and 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. Proceegings of the XV Congress of the Carpato–Balkan Geological Association, Athens, Grece.* p. 578 – 583.
94. Zagorchev, I. 2001. Introduction to the geology of SW Bulgaria. *GEOLOGICA BALKANICA*, 31, 1– 2, p. 3–52.
95. Zidarov, N., I. Peycheva, A. v. Quadt, V. Andreichev, L. Macheva, R. Titorenkoba. 2003. Timing and magma sources of metagranites from the Serbo-Macedonian massif / Ograzhden and Maleshevska mountains, AW 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.