



Палеогенски седименти и вулканити в понижението Арда–Дипотама (Южна България – Северна Гърция) – обзор и някои вулканоложки съпоставки

Александра Харковска

Геологически институт, Българска академия на науките, ул. „Акад. Г. Бончев“, бл. 24, 1113 София

Paleogene sedimentary rocks and volcanics in the Arda–Dipotama basin (South Bulgaria – Northern Greece) – a review and some volcanologic correlations

Alexandra Harkovska

*Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, Acad. G. Bonchev str., bl. 24, 1113 Sofia;
E-mail: rodopite@gmail.com*

Abstract. The available information on the sedimentary and volcanic rocks from the Bulgarian and Greek parts of the Paleogene Arda–Dipotama basin is compared, interpreted and summarized. A comparison with the volcanic processes in the neighboring Paleogene Smolyan basin is made as well.

The basement of the basin consists of high grade metamorphics hosting Early-Middle Eocene granitoid plutons (Smilyan, Paraneshti, Scaloti, etc.). Its infilling is presented by continental, mainly terrigenous sedimentary rocks and by Kotily-Vitina ignimbrite massif. Two stratified formations with a total thickness of about 1000–1100 m are distinguished in its northern (Arda) part. These are: the breccia-conglomerate and the sandstone formations. The breccia-conglomerate formation is presented by three packets: marble and shists breccias, polymictic breccia-conglomerates and granite breccia-conglomerates. The sandstone formation consists of polymictic sandstones to arkoses, interbedded by conglomerates, siltstones and lenses of acid pyroclastics (in the upper levels as a rule), coaly and bituminous shales, and coals. The formations devided and their packets were deposited in a superposition combined with a partial interfingering. The presence of two similar formations is mentioned in the south (Greek) part of the basin. These are: a conglomerate and a sandstone one (with tuffs and coals). Their thickness (about 300 m) is about three times smaller, reflecting the asymmetry in the basin subsidence processes. An expansive development of the sedimentation is clearly marked by the interrelations between the lithological units and the basement rocks. According to the paleomacrophlora findings in the Bulgarian sections of the sandstone formation the age of the stratified basin fill is considered to be Priabonian (or Bartonian(?))–Priabonian) to Lower Oligocene.

Two closely interrelated stages of acid explosive volcanism are distinguished. They are very similar to that described in the Smolyan basin. The first stage is a synsedimentary one. It is recorded in the upper levels of the sandstone formation by the lenses and irregular beds of reworked acid pyroclastics, and rarely – by air-fall tuffs and thin pyroclastic flows(?). The feeding structures of those polyphase Early Oligocene volcanic events are not identified. The second stage is presented by the Early Oligocene (31–30 Ma) Kotily-Vitina ignimbrite massif (~300–350 km²; supposed volume – at about 105 km³?). The ignimbrites (as the Perelik ignimbrites from the Smolyan basin) are lava-like, high grade and High Aspect Ratio (AR \geq 50). They cover a very uneven relief, formed as a results of pre-, and syndepositional volcano-tectonic events. The ignimbrite deposition buried forever the realm of the Paleogene sedimentation and changed completely the geological and ecological environment.

The ignimbrites in the north Bulgarian part are about 300 m thick. They have a sheet-like structure and a very uneven low contact dipping gently SW. The mezostructures of their erosional relicts are closely similar to that of the ignimbrite out-flows of the Perelik caldera in the Smolyan basin. A link of the erosional relicts to a caldera, located under the central or NW(?) part of Kotily-Vitina massif (north of the town of Dipotama) can be supposed. The volcanic breccias with glassy cement, cropping out NW of the town of Pefki (Northern Greece) are genetically related to the ignimbrites forming processes.

The lower K₂O-content of the Kotily-Vitina ignimbrites, as compared to the Perelik ignimbrites, is an expression of the SE–NW (to S–N) regional K-zonality in the Paleogene volcanics. There are not only some differences, but some similarities as well in the chemical composition of the ignimbrites from both of the volcanic structures.

Supplementary complex paleovolcanologic investigations need to be performed for a well-grounded correlation of the volcanic processes and products in the Arda–Dipotama and Smolyan basins.

Key words: Central Rhodopes, Paleocene, Arda–Dipotama basin, lithostratigraphy, Kotily-Vitina ignimbrites, correlation.

Резюме. В работата е съпоставена, интерпретирана и обобщена наличната информация за седиментите и вулканитите от българската и гръцка части на палеогенския басейн Арда–Дипотама. Направена е и съпоставка с вулканизма в съседния палеогенски Смолянски басейн.

Басейнът Арда–Дипотама има за подложка висококристалинни метаморфити и средноеоценски гранитоиди (Смилянски плутон, Паранещи, Скалоти и др.). В обхвата му се разкриват континентални, главно теригенни седименти и Котили-Витинският игнимбритов масив.

В северната (българска – Ардинска) част на басейна се различават две стратифицирани задруги: брекчоконгломератна и пясъчничова с обща дебелина около 1000–1100 m. Брежчоконгломератната е представена от три пачки: на мраморни и шистни брекчи, на полимиктови брекчоконгломерати и на гранитови брекчоконгломерати. Пясъчниковата задруга има пъстър състав: пясъчници (полимиктови до аркозни, незакономерно прослоени от алеволити и аргилити ± конгломерати), кисели пирокластити (главно в горните нива), въглищни и битуминозни шисти, въглища. Задругите и пачките се намират в съотношения на суперпозиция и ограничено латерално заклнване. В южната гръцка част на басейна са различени две сходни задруги: конгломератна и пясъчничова (с туфи и въглища). Три пъти по-малката сумарна дебелина (до ~300 m) на техния разрез свидетелства за асиметричното развитие на басейна, а взаимоотношенията на седиментите с подложката – за експанзивното му разширение. Възрастта на стратифицирания разрез (съгласно палеомакрофлора от Ардинската част) е в интервала Приабон (или Бартон?–Приабон) – Долен Олигоцен.

В обхвата на басейна (аналогично на съседния Смолянски басейн) са регистрирани прояви на два тясно свързани етапа на кисел експлозивен вулканизъм. Първият етап е синседиментационен. Той съпада с отлагането на горните нива на пясъчниковата задруга и в разрезе се бележи с прослой и лещи от кисели пирокластити (главно преработени), пеплопадни туфи и наслаги на тънки пирокластични потоци(?). Центровете на този полифазов ранноолигоценски вулканизъм не са идентифицирани. Вторият етап е представен от ранноолигоценския (31–30 Ma) Котили-Витински масив (площ ~300–350 km²; обем – около 105 km³?), изграден от лавоподобни високостепенни и високоаспектни игнимбрити (AR±1:50). Те покриват неравен релеф, моделиран пре- и синдепозиционно в подстилащите скални комплекси. Настаняването им слага край на седиментацията и променя радикално геоложката и екологичната обстановка.

Игнимбритите от Ардинската част на басейна имат строеж на дебела ~300 m пластина с много неравна, полегато наклонена към ЮЗ долна контактна повърхност. По строеж ерозионните им реликти не се отличават от извънкалдерните потоци на Перелишката калдера в Смолянския басейн. Подхранвалата ги калдера очевидно се разполага под централната или СЗ част на Котили-Витински масив (северно от гр. Дипотама). Аналогично на Перелишката, тя е погребана от собствените ѝ игнимбрити. С игнимбритообразуването генетично са свързани тела от еруптивни брекчи с хиалинна спойка (район на гр. Пефки, Северна Гърция).

По-ниското съдържание на K₂O в Котили-Витинските игнимбрити в сравнение с Перелишките отразява регионалната ЮИ–СЗ (до Ю–С) К-зоналност. В химическия състав на двата масива има и други различия, но и редица сходства.

За добре обоснована съпоставка на вулканските процеси и продукти от басейна Арда–Дипотама и Смолянския басейн са необходими допълнителни комплексни палеовулканоложки (s.l.) изследвания.

Ключови думи: Централни Родопи, Палеоген, басейн Арда–Дипотама, литостратиграфия, Котили-Витински игнимбрити, корелация.

Въведение

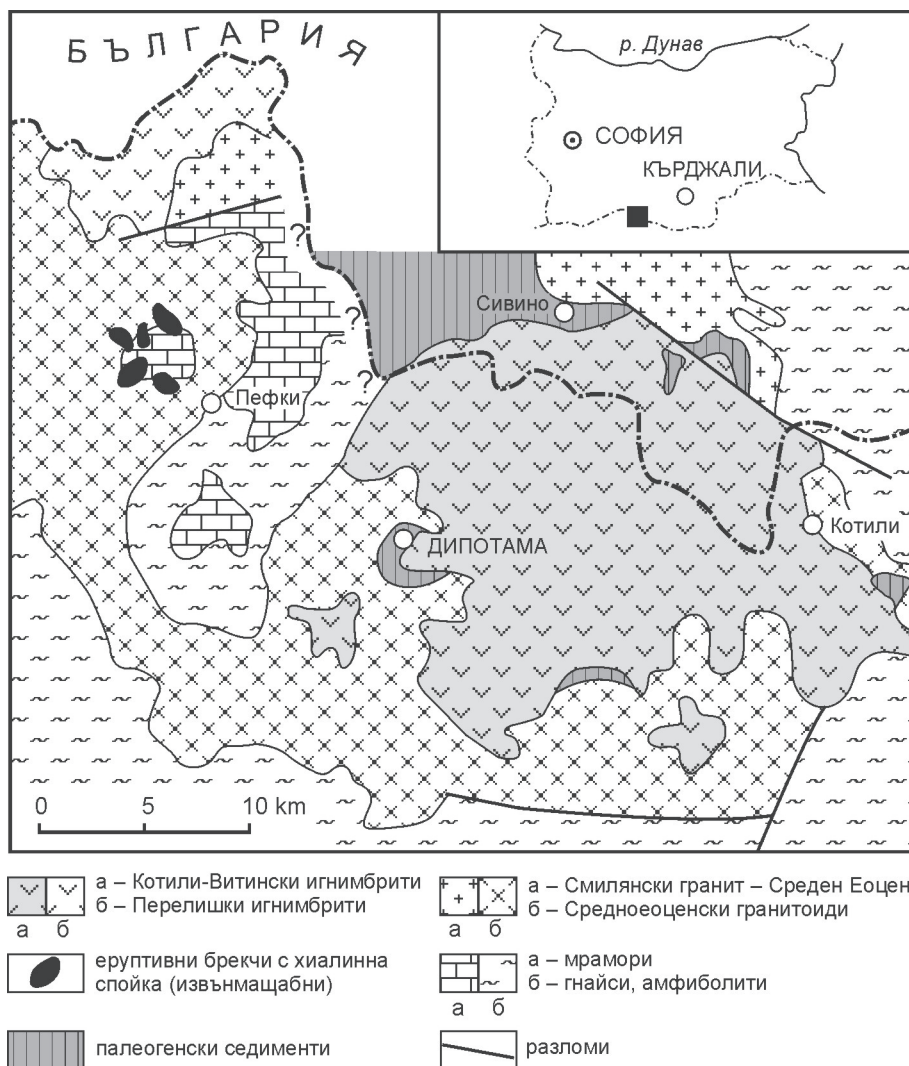
Значителни части на българската и гръцка територия на Централните Родопи (Рило-Родопска единица на Моравско-Родопската зона, Dabovski et al., 2002) са заети от палеогенски теригенни седименти и кисели вулканити – главно игнимбрити. Съгласно съвременните представи те запълват седиментационни басейни, привързани към понижения, контролирани от полегати разломи на отделяне във висококристалинните родопски метаморфити. образуването на въпросните полегати разломи се свързва с екстензия, предизвикала израстването на разномасабни куполни структури с ядра от мигматити (Ivanov et al., 2000) или гранитоиди. На територията на Централните Родопи се разполагат Хвойненското и Смолянското понижение (с Перелишкия игнимбритов масив) и понижението Арда–Дипотама (с игнимбритовия масив Котили-Витина). В съвременен план пониженията или техни части имат строежа на грабенови структури.

В предлаганата работа е обединена, съпоставена и интерпретирана наличната информация за седиментите и вулканитите от българската и гръцка част на седиментационния басейн Арда–Дипотама с оглед получаване на една по-пълна картина за палеогенското развитие на Централните Родопи. Със същата цел е направено и сравнението с характера и хода на вулканизма в съседния Смолянски седиментационен басейн.

Геоложка позиция

Седиментационният басейн (респ. понижението) Арда–Дипотама е разположен главно на територията на Северна Гърция, където е описван най-често като терциерен басейн Чайду–Котили (Innocenti et al., 1984) или Дипотама (Baker, Liati, 1991; Piper, Piper, 2002 и съответните библиографски справки), но неговата най-северна част продължава през българо-гръцката държавна граница в района на горното течение на р. Арда (фиг. 1), където заема площ от ~100 km².

Това понижение е обединявано със Смолянското (Кожухаров, 1965) или Среднородопското (Кацков, 1972), при което последното се е разглеждало като „структурно понижение“ (в смисъла на Яранов, 1956). Българската му част е описвана като Ардински (Кожухаров, 1971) или Горноардински (Вацев, 1985, 1989) грабен и като Ардинско понижение (Саров и др., 2007б). Подложката на палеогенските седименти е изградена от висококристалинни метаморфити и от пресичащи ги средноеоценски гранитоиди. Кожухаров и др. (1989) отнасят метаморфитите към няколко свити на Родопската горнопротерозойска надгрупа, а според Иванов (Ivanov et al., 2000) те принадлежат към Маданската и Асенишката литотектонски единици, разделени от Бориковския разлом на отделяне (Саров и др., 2007б). В един по-ранен тектонски модел въпросната граница е интерпретирана като



Фиг. 1. Палеогенски седименти и вулканити в понижието Арда–Дипотама

За гръцка територия – съгласно Геоложката карта на Гърция в М 1:500 000 (Bornovats, Rondogiannic-Tsiambaou, 1983), за българска – по Геоложката карта на Р. България в М 1:50 000 (Саров и др., 20076)

Fig. 1. Paleogene sedimentary and volcanic rocks in the Arda–Dipotama basin

For the Greece territory – according to the Geological Map of Greece, scale 1:500 000 (Bornovats, Rondogiannic-Tsiambaou, 1983), for the Bulgarian territory according to the Geological Map of Republic of Bulgaria scale 1: 50 000 (Саров и др., 20076)

лежащ контакт на Бориковската клипа от южно-вергентния Среднородопски навлак (Московски, 1991). Гранитоидите са представени от средноеоцения (Ovtcharova et al., 2003) Смилянски плутон и от ранно-, средноеоценияте наставки на сложния батолит Барутин–Буйново–Елатия–Скалоти–Паранещи (ББЕСП) (Soldatos et al., 2008).

Изследванията на палеогенските скали от българската част на понижието Арда–Дипотама са отразени в редица разработки, подчертано ориентирани към стратиграфията на палеогенските седименти (Каменов, 1962; Вацев, 1985, 1989; Московски, 1991; Московски, Железарски, 2007), докато структурна и петроложка информация за иг-

нимбритите (Котили-Витински масив – Narkovska et al., 1989) е твърде ограничена. За седиментите от гръцката част се знае съвсем малко (Innocenti et al., 1984; Baker, Liati, 1991), а игнимбритите са охарактеризирани петроложки (Soldatos, 1961; Alfieris, Kyriakopoulos, 1990; Eleftheriadis, 1995; Jones et al., 1992), без обаче да е изследван тяхния строеж.

Стратиграфска подялба на седиментите от басейна Арда–Дипотама

В последващото изложение българската част от седиментационния басейн (и от съответното по-

нижение) се описва като негова Ардинска част, а разкриващите се в нейния обхват седименти – като Ардински палеоген.

Подялба на стратифицираните скали от българската част на басейна

Представени са континентални, главно теригенни седименти при силно подчиненото участие на кисели пирокластични и спорадичното присъствие на нечисти варовици, въглища, въглищни и битуминозни шисти (Вацев, 1985, 1989; Кацков, Маринова, 1992; Московски, Железарски, 2007). Предвид липсата на палеонтологични данни за биостратиграфската им (етажна) подялба, разчленението им е правено главно на литостратиграфски принцип.

Литостратиграфска подялба

Преглед на представите за литостратиграфията

Ардинският палеоген е поделен на неофициални (Каменов, 1962; Кацков, 1972; Кожухаров и др., 1989; Московски, 1991; Кацков, Маринова, 1992; Московски, Железарски, 2007) и официални (Вацев, 1985, 1989) литостратиграфски единици.

Подялбата на Каменов (1962) е правена с оглед изясняване на въгленосността на палеогенските седименти и стратиграфската позиция на включените в тях въглища. Изхождало се е от представата за структурно-генетична връзка между Ардинското и Смолянското понижение в качеството на съставки на единна допалеогенска негативна структура и за произтичащата от тази връзка регионална издръжаност на отложените седиментни, в това число и на въглищните литотела. Затова четирите хоризонта (фиг. 2 – колонка 1), отделени в палеогенските седименти от поречието на Горна Арда и в Смолянско, са едни и същи.

Според представите на Кацков (1972) разрезът на Ардинския и Смолянския палеоген започва с брекчоконгломерати, прослоени с пясъчници и

конгломерати (Приабон), а над тях „трансгресивно и дискордантно“ е разположена единица, доминирана от пясъчници и съдържаща както „седиментно-туфогенни“ скали, така и лещи от въглища (Олигоцен). Профилът завършва с „риолитов покров“.

Четиричленна подялба, сходна с тази на Каменов (1962), валидна за двете понижения (Ардинско и Смолянското) и също така акцентираща върху въгленосността на седиментите, е предложена от Кожухаров и др. (1989), като литоединиците от Ардинско са приети без коментари (фиг. 2 – колонка 2) за пълни аналози на тези от Смолянско (Кацков, Маринова, 1992).

Вацев (1985, 1989) разделя целия палеогенски разрез (вкл. и собствено вулканската му част) на 6 суперпозиционно разположени свити (фиг. 2 – колонка 3): 4 еоценски, представени от седименти и 2 долноолигоценски, засебени в Котили-Витинските игнимбрити. Последните са номинирани като „Грамаденска долноолигоценска свита“ и са характеризирани като комплекс от „ивичести риодацити, игнимбрити, порфиоровидни риодацити, куполи и туфи с аналогичен състав“ (Вацев, 1989, стр. 24). Твърди се, че те се редуват със седиментни и седиментно-вулканокластични пачки, които са номинирани като членове на свитата.

Подялбата на Московски (1991) има за основа авторска карта (М 1:25 000), покриваща около 25 km² с основните разкрития на палеогенски седименти и включваща най-пълния им разрез. Описани са 3 брекчоконгломератни задруги с различен състав на кластите и една, изградена главно от пясъчници и аргилити. Пространствените взаимоотношения на така засебените задруги съчетават суперпозиция с латерално заклиняване (фиг. 2 – колонка 4).

По-късно Московски и Железарски (2007) рангово реорганизируют обема на теригенните задруги на Московски (1991). Засебена е и една базална задруга от „дребно- и средночакълни, рядко валунни мраморни брекчи и брекчоконгломерати“. В специфична пачка на задругата на пясъчниците са описани гранитови „мегабрекчи“ (фиг. 2 – колонка 5).

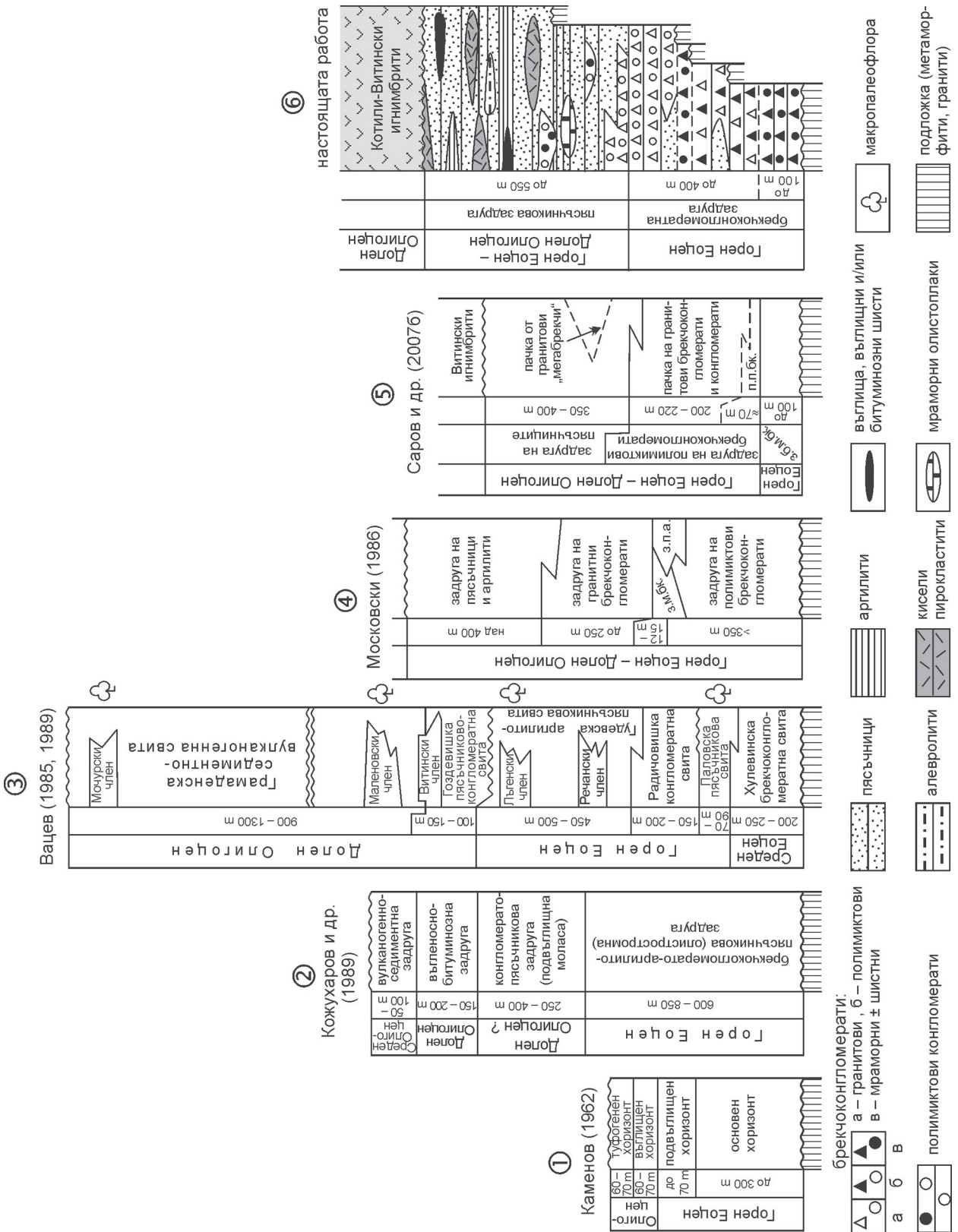
→

Фиг. 2. Модели за стратиграфска подялба на палеогенските седименти в българската (Ардинска) част от понижението Арда–Дипотама (колонки 1–5) и възприета литостратиграфска подялба (колонка 6)

В колонка 4: з.м.к.бк. – задруга на мраморни конгломерати и брекчоконгломерати, з.п.а. – клин от задругата на пясъчници и аргилити; в колонка 5: з.б.м.бк. – задруга на базални мраморни брекчоконгломерати, п.п.бк. – пачка на полимиктови брекчоконгломерати

Fig. 2. Stratigraphy of the sedimentary rocks in the Bulgarian (Arda) part of the Arda–Dipotama basin – a review of the ideas (column 1–5) and proposed version (column 6)

In column 4: з.м.к.бк., formation of marble conglomerates and breccia-conglomerates, з.п.а., wedge of the formation of sandstones and argillites; in column 5: з.б.м.бк., formation of basal marble breccia-conglomerates, п.п.бк., packet of polymictic breccia-conglomerates



В предлаганото изложение е възприето неофициално литостратиграфиране. То е предпочетено пред вече извършеното засебяване на официални литостратиграфски единици (Вацев, 1985, 1989) по следните причини:

а) официалните литостратиграфски единици са представени само в съотношения на суперпозиция, без отчитане на латералните им закливания, което изопачава реалните им полеви съотношения и води до изчисляването на нереално голяма дебелина на разреза;

б) поради закливанията на литоединиците и бързите латерални и вертикални изменения на разрезите, нито един от тях (в това число и номинираните) практически няма онези дефинитивни признаци, които да го утвърждават като стратотипов в смисъла на изискванията на Стратиграфския кодекс, Николов, Сапунов, 2002, чл. 6 /а/, чл. 79 /1/;

в) Котили-Витинските игнимбрити са охарактеризирани (Вацев, 1989, стр. 24) като полифациална неслоеста литостратиграфска единица (т.е. като литостратиграфска единица от смесени скали в смисъла на Стратиграфския кодекс), но са описани като слоеста официална литоединица, което противоречи на номенклатурните изисквания на Кодекса (Николов, Сапунов, 2002, стр. 56–57; 61–62);

г) слабата разкритост на района силно затруднява изискващото се от Стратиграфския кодекс коректно проследяване и характеризиране на границите между официалните литоединици, но не е пречка за засебяването на неофициални такива;

д) за номинация на някои литоединици са използвани наименования, които са известни само на местни жители и не фигурират дори на топографски карти М 1:25 000, така че съответните разрезни трудно могат да бъдат намерени. Така са номинирани напр. Паловската, Хулевинската и Радичовишката свита.

Основните отделими, т.е. картируеми литостратиграфски единици са задругите. Те са засебявани върху средномасщабни геоложки карти (1:25 000 – Московски, 1991 и 1:50 000 – Саров и др., 2007б). Изградени са от два или повече литоложки типа, рязко разграничаващи се или свързани с латерални и/или вертикални преходи. В една от задругите са засебени пачки, като за целта са използвани макропетрографски критерии. Литоединиците и от двата ранга са описани в реалните им съотношения, съчетаващи суперпозиция и подчинено латерално закливане.

Стратифицираните скали принадлежат към две задруги: долна – брекчоконгломератна и горна – пясъчникова. Пясъчниковата задруга се покрива от Котили-Витинските игнимбрити (фиг. 2 – колонка б). Взаимоотношенията на различните нива от стратифицирания разрез с подложката свидетелстват

за експанзивно (в смисъла на Tenchov, 1981) разширяване на седиментационния ареал. Задругите са описани главно по данни на Московски (1991) и Московски и Железарски (2007).

Брекчоконгломератна задруга. Отговаря на „основния хоризонт“ на Каменов (1962) и обединява (в качеството на пачки) трите суперпозиционно разположени брекчоконгломератни задруги на Московски (1991). По обем съответства на двете долни груботеригенни задруги на Московски и Железарски (2007). По общ характер и положение в разреза, но не и по разпространение, задругата отговаря на Хулевинската брекчоконгломератна свита + Паловската пясъчникова свита + Радичовишката конгломератна свита на Вацев (1985), а само по положение – на „брекчоконгломерато-аргилито-пясъчниковата задруга“ на Кожухаров и др. (1989). В Ардинско, за разлика от Смолянско, последната е описана без основание от Кацков и Маринова (1992) като олистостромна.

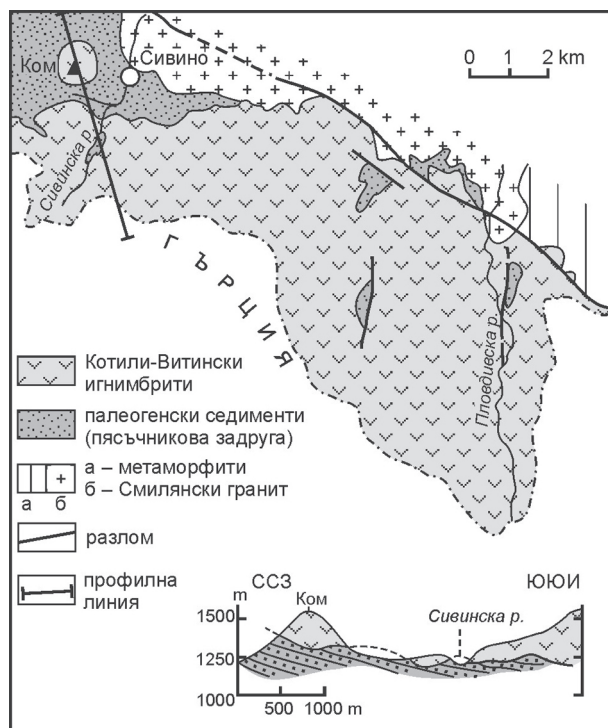
Задругата се разполага дискордантно спрямо кристалинната подложка. Изградена е от брекчоконгломерати с класти от мрамори, гранити, различни гнайси и шисти. Пачките ѝ, обособени по характера на доминиращите класти, се намират в съотношения на суперпозиция и ограничено закливане (фиг. 2 – колонка б).

Най-долната, базална пачка е от мраморни и мраморно-шистни брекчоконгломерати (на места до брекчи или с преход към конгломерати), които се разкриват на СИ от с. Арда. Спйката им е карбонатна с примеси от теригенен материал. Нагоре в разреза те прехождат в пачка на дребно- и среднокъсови полимиктови брекчоконгломерати и конгломерати с кластика от различни гнайси (биотитови, амфибол-биотитови), аплитовидни и среднозърнести гранити, мраморни, млечен кварц. Матриксът е глинесто-песъчлив. Полимиктовите брекчоконгломерати се проследяват от единични тънки, неиздържани слоеве и лещи от полимиктови пясъчници без определено стратиграфско положение, както и от съвсем редки лещи от кисели вулканокластити, описвани като туфи. Съставка на задругата е и дебелията ~ 80 m пачка от пясъчници, тънкослойни аргилити с органично вещество (тип хартиени шисти), глинести варовици и варовити алевролити, която се разкрива северно от мах. Гудевица и която може да се разглежда и като клин от пясъчниковата задруга. Източно от с. Арда сред скалите на задругата се разполага Гудевската мраморно-шистна олистонапа (в план 900 × 125 m, Московски, 1991), а на ЮЗ от мах. Мешовци в продължение на ~3 km сред тях се следи дебел 2–15 m прослой (клин?) от мраморни и мраморно-шистни брекчоконгломерати и конгломерати. При мах. Мешовци последните се разполагат направо върху Смилянския гранит.

Третата пачка е от гранитни брекчоконгломерати, които прехождат бързо от мраморните (респ.

от мраморно-шистните), но се разполагат и върху кристалинната подложка (съотношение, описано като прилягане – Московски, Железарски, 2007). Освен това гранитните брекчоконгломерати се заclinват с пясъчниците и аргилитите на пясъчниковата задруга. В основата на тази пачка са описани тънки варовикови пластове. Брежчоконгломератите са оцветени в розово, червеникаво или сиво. Сортировка липсва или е слаба. Слоестостта е по-ясна в горните им нива, където нараства и количеството на прослой от аркозни пясъчници. Кластите са неправилни, главно слабо огладени, с размери от 5–6 до 35–40 cm, рядко до 70–80 cm. Изградени са главно от дребно- до среднозърнести, често аплитовидни гранити на Смилянския плутон. Матриксът им е глинесто-песъчлив, на места глинесто-карбонатен, често червено оцветен.

Дебелината на брекчоконгломератната задруга се определя на 500–600 m. Тя обединява главно пролувиални и делувиални наслаги, но горните ѝ нива са отложени в алувиална до езерна среда (Вацев, 1985; Московски, Железарски, 2007).



Фиг. 3. Взаимоотношения на палеогенските седименти и Котили-Витинските игнимбрити в българската (Ардинска) част от басейна Адра-Дипотама (интерпретирана карта на Кожухаров и др., 1989)

Fig. 3. Interrelations between Paleogene sedimentary rocks and the Kotily-Vitina ignimbrites in the Bulgarian (Arda) part of the Arda-Dipotama basin (interpretation of the map of Кожухаров и др., 1989)

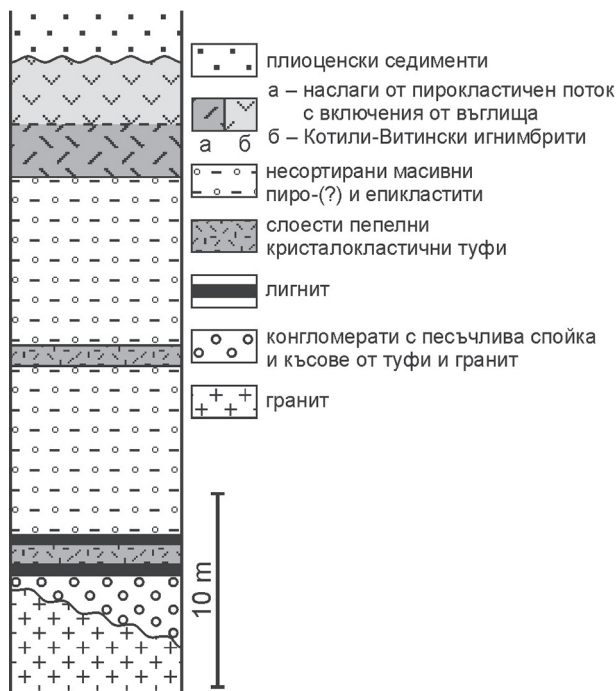
Пясъчниковата задруга. Започва с бърз преход над брекчоконгломератната, заclinва се с нея латерално (източно от с. Арда) и частично се разполага на право върху подложката. Горните ѝ нива се разкриват и изпод покриващите я Котили-Витински игнимбрити в ерозионни прозорци (фиг. 3), продрани от дълбоко врязаните долини на реките Витинска, Пловдивска, Сивинска, Искрат и др. Именно тези ѝ разкрития са засебени от Вацев (1989) в качеството на Мочурски и Маленовски членове на Грамаденската свита (т.е. на Котили-Витинските игнимбрити – б. а.).

Пясъчниковата задруга отговаря на горните три хоризонта на Каменов (1962), на горните три задруги на Кожухаров и др. (1989), на задругата на пясъчниците и аргилитите на Московски (1991) и на задругата на пясъчниците на Московски и Железарски (2007). По място в разреза тя съответства на Гоздевишката свита, а по литология – и на двата члена (Мочурски и Маленовски) на Грамаденската свита (Вацев, 1985, 1989).

Пясъчниците са фонов и като правило доминиращ скален тип – средно- до дебелопластови, безцветни до сивкави и сивкаво-зеленикави или жълто-рждиви. Те са полимиктови до аркозни, слабо или добре сортирани, с паралелна или коса слоестост. Прослойват се незакономерно от аргилити и тънкопластови, на места варовити алевролити. В средните нива на задругата пясъчниците съдържат хлебковидни до сферични, петрографски неизучени конкреции (Кацков, 1972; Вацев, 1985). Главно в долните и средни нива се разполагат единични мезо- и макролещи от полимиктови средно- до едрокъсови, а на места валунни конгломерати и брекчоконгломерати (вероятни ерозионни канали). Кластите им са от гнайси, мрамори и гранити, а матриксът – от пясъчници или гравилити.

В по-високите нива на задругата алевролитите и аргилитите са оцветени в сиво или черно от обилен растителен детритус и битуми, като най-финослоестите наподобяват хартиени шисти. Каменов (1962) отделя в тези нива (по р. Витинска, при мах. Билянци, СИ от мах. Гудевица и др.) 4 въгленосни „зони“, всяка от които с по 1–3 пласта (дебелина от няколко cm до 1 m) от въглищни шисти и кафяви до черни и почти коксови въглища. В действителност обаче и въгленосните, и битумоносните седименти както на българска, така и на гръцка територия (фиг. 4) не изграждат нито „хоризонти“, нито издържани „зони“, а само лещовидни, бързо изclinващи тела. Според Вацев (1985) и Московски и Железарски (2007) тези тела са привързани най-общо към две нива: долно, разположено югозападно и южно от мах. Билянци и горно – северно и СЗ от мах. Гудевица.

Характерна, но непостоянна съставка на високите части от разреза на пясъчниковата задруга и на българска, и на гръцка територия (Pe-Piper, Piper, 2002) са лещовидните тела от кисели вулка-



Фиг. 4. Разрез на пясъчниковата задруга в карьерите при гр. Дипотама (Северна Гърция) – интерпретирана колонка на Baker and Liati (1992)

Fig. 4. The sandstone formation in a quarry near the town of Dipotama (Northern Greece) – interpretation of the section, presented by Baker and Liati (1992)

нокластити – тънкослоести до масивни, сиви, сивожълти или сиворозови. Като правило лещите са с дебелина от няколко десетки cm до първите 2–3 m и са дълги до няколко десетки m. На няколко места (СИ от мах. Речани, сев. от мах. Средок и Ю от с. Бориково) задругата включва дребни мраморни олистоплаки (дебелина от 2–30 m и размери в план от 8 × 20 до 250 × 370 m, Московски, Железарски, 2007).

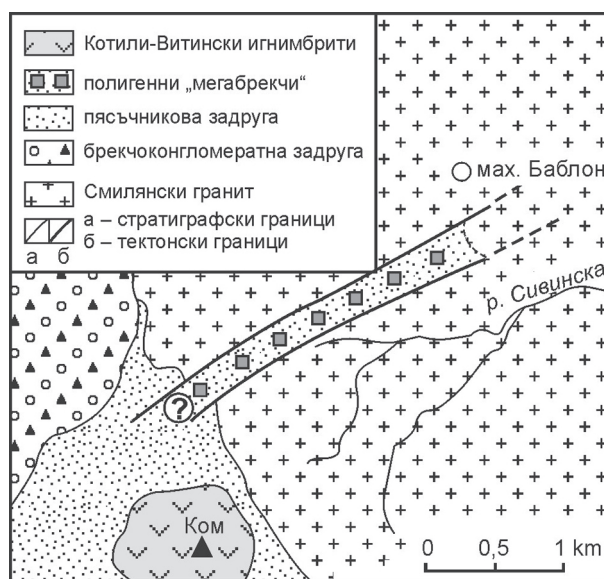
Дебелината на пясъчниковата задруга е от порядъка 500–550 m. Седиментите ѝ са алувиални и езерни, в ограничени локалитети – езерно-блатни до блатни (Вацев, 1985 и др.). Доказателства за езерно-бракична обстановка на седиментация в гръцката част на басейна (Innocenti et al., 1984) не са приведени.

Пространствено свързан с долните нива на пясъчниковата задруга е Баблонският клин, определен като „пачка от гранитови мегабрекчи“ (Московски, Железарски, 2007). Като „мегабрекчи“ цитираните автори описват разнокъсови, вкл. грубоблокови и валунни брекчи, чиято доминираща груба кластика (блокове с дължина до първите десетки m в план) е от Смилянски гранит. Матриксът е от несортирани, крайно незакономерно „размесени“ класти и пакети от различни скални разновидности на

пясъчниковата задруга: масивни полимиктови пясъчници, кисели пепелни туфи, алевролити. Някои от пакетите са деформирани от тежестта на отгорележащите гранитни блокове (Саров и др., 2007б). На места хетерогенната спойваща маса на блоковете е тъмносива до черна от фино дезинтегриран растителен детритус. Мегабрекчите се разкриват в тесен (до 300 m) и дълбок (до 400 m по сондажни данни) грабен с лошо разкрити контакти и издържана посока около 60°. Грабенът се разполага изцяло сред Смилянския гранит (фиг. 5).

Подялба на стратифицираните палеогенски скали от гръцката част от басейна

В южната, гръцка част на басейна, седиментите са твърде ограничено представени (фиг. 1). Те се разкриват главно изпод покриващите ги игнимбрити (Innocenti et al., 1984), като на картата на Bornoovas and Rondogiannis-Tsiambaou (1983) са отбелязани само по-значителните им разкрития. Тяхното кратко описание, направено от Innocenti et al. (1984, стр. 26), е следното „Тези седименти са представени от базални конгломерати, над които следват грубозърнести пясъчници с мергелни интеркалации



Фиг. 5. Геоложка позиция на диастрофични полимиктови и полигенни брекчи с епикластични блокове от скали на пясъчниковата задруга северно от с. Сивино (по картата на Саров и др., 2007б)

Fig. 5. Field relationships of the diastrophic polymictic and polygenic breccias, containing large epiclastic blocks of the sandstone formation north of the village of Sivino (according to the map of Саров и др., 2007б)

и единични лигнитсъдържащи слоеве, отложени в бракично-езерна обстановка. Дебелината на скалната последователност не надхвърля 300 m.“ Съгласно това описание на гръцка територия ясно се разграничават две задруги – конгломератна и пясъчникова, чиито основни характеристики са много близки до тези от българската част на басейна. В този смисъл „класичните континентални седименти с незначителни прослойки от туфи и лигнит“, упоменати от Pe-Piper and Piper (2002) в качеството на подложка на игнимбритите от района на гр. Дипотама, принадлежат без всякакво съмнение към отделената в Ардинско пясъчникова задруга. Неин разрез, доминиран от вулканокластити, е представен на фиг. 4.

Вулканизъм и вулканити в басейна Арда–Дипотама

Вулканитите в обхвата на басейна са образувани в хода на два тясно пространствено и генетично свързани етапа на кисел експлозивен вулканизъм. Характеристиката на тези етапи и на техните продукти напомня отблизо тази на етапите, различени в съседния Смолянски палеогенски басейн (Harkovska et al., 1998; Московски и др., 2007).

Етапи на вулканската дейност

Първи етап

През този етап са били отложени киселите вулканокластити, които като лещовидни тела проследяват седиментите от високите нива на пясъчниковата задруга. Описвани са като „туфи“, „риодацитови туфи“, „туфопясъчници“, „туфоаргилити“ и „туфоконгломерати“, на места аргилизирани и силифицирани (Кацков, 1972; Вацев, 1989; Московски, 1991; Baker, Liati, 1991; Московски, Железарски, 2007). Вероятно това са главно преработени пирокластити (в смисъла на Fisher, 1961; Fisher, Schminke, 1984). Те са кристалокластични и кристаловитрокластични, но съдържат и малки количества от теригенни примеси. Кристалокластите (0,02–0,1 mm) са от кварц (на места заливообразно магматично кородирани), свеж кисел плагиоклаз, санидин (слабо пелитизиран), неравномерно променен и магматично деформиран биотит. Подчинено представената витрокластика е значително променена.

Пеплопадни туфи със зонални акреционни лапили (размери до 5 × 6 mm) се разкриват в западното подножие на вр. Ком и в района на гр. Дипотама (Baker, Liati, 1991), а слабо спечени пирокластити – южно от мах. Билянци и др. (Московски, Железарски, 2007; фиг. 4). Последните вероятно изграждат тънък пирокластичен поток, подобен на потоците в Левочевската калдера от Смолянското

понижение (Harkovska et al., 1998; Саров и др., 2007a). Експлозивните вулканските прояви от синседиментационния етап на територията на понижението са били магматични до фреатомагматични. Информация за петроложките особености на съответната пирокластика не е публикувана.

В някои разрези на българска и гръцка територия ограничено присъства и добре огладена епикластика от кисели вулканити и туфи (Вацев, 1989; фиг. 4). Своеобразни епикластични наслаги са и пространствено свързаните с пясъчниковата задруга „мегабрекчи“, в матрикса на които участва и несортирана кластика от кисели туфи. Морфологията на находището им (фиг. 5) и макропетрографските им особености предполагат катастрофическо (диастрофично) запълване на разломно обусловена и абразивно разширена палеодолина. Съответните „мегабрекчи“ биха могли да се сравняват с наслаги, отложени от т. нар. „студени лахари“ (Fisher, Schminke, 1984), както и с някои съвременни срутишно-свлачищни наслаги, описани в Долината на гейзерите в Камчатка (Двигало, Мелекесцев, 2009). Те нямат аналог в други палеогенски басейни на Централните Родопи.

Разположението на пирокластичните скали (s.l.) в различни нива от горната част на пясъчниковата задруга и присъствието на вулкански епикластити в някои нейни разрези (фиг. 4) свидетелства за полифазовия характер на синседиментационния вулканизъм. Синседиментационни лавови тела обаче (дайки, куполи и щокове с кисел или със среднокисел състав), каквито има в Смолянско (Harkovska et al., 1998; Московски и др., 2007), тук не са описвани и центровете на синседиментационните ерупции не са идентифицирани нито в българската, нито в гръцката част от басейна (Baker, Liati, 1991). Твърденията за „калдерно понижение в района на с. Витина, с. Мочуре и с. Поляна“ (Вацев, 1989) не са фактологически защитени.

Втори етап

С пароксизмалните вулкански събития на този етап е свързано оформянето на Котили-Витинския масив от игнимбрити (Innocenti et al., 1984). Настаняването им слага край на палеогенската седиментация (Harkovska et al., 1989, 1998 и цитирана литература) и с това радикално променя геоложката и еколожката обстановка.

Котили-Витинските игнимбрити заемат площ от порядъка на 300–350 km² (Innocenti et al., 1984; Baker, Liati, 1991; Eleftheriadis, 1995; фиг. 1), а грубо изчисленият им обем е видимо не по-малък от 105 km³. Игнимбритите са високостепенни (в смисъла на Gas and Wright, 1987 – стр. 255–256; Freund, 1998), т.е. първично високостепенно спечени (в смисъла на Gas and Wright, 1987 – стр. 255–256; Freund, 1998) и високоаспектни (в смисъла на Walker, 1983) – с аспектното отношение

AR \approx 1:50 (Harkovska, 1992b; Харковска, 1995). Неравният релеф, който погребват, е моделиран пре- и синдепозиционно, както в горните нива на подстилящата ги пясъчникова задруга, така и във висококристалинните метаморфити и гранитоиди от подложката. Основна роля при създаването му са играли вулкански, респ. вулкано-сеизмични (вулкано-тектонски) процеси.

За строежа на Ардинската част от Котили-Витинския игнимбритов масив

Ардинската част от Котили-Витинския игнимбритов масив обхваща само северната му периферия. За строежа на същинската му, гръцка част няма информация. Публикувани са само откъслечни данни за силно вариращата дебелина на игнимбритите: от ~10 m в кариерите на гр. Дипотама (фиг. 4) до ~500 m в южната част на масива (Innocenti et al., 1984; Baker, Liati, 1991) и за характера на напукаността им в източната част на масива (Soldatos, 1961).

По строеж основната част на игнимбритите от Ардинско е съпоставима с дебела ~300 m пластинна, лежаща върху неравна повърхност с полегат наклон (10–15°) на ЮЮЗ (фиг. 3). С нея, в качеството на ерозионни реликти, са свързани игнимбритите, закрепващи върховете Ком, Малък Ком и Чьорква (ССЗ от с. Сивино – фиг. 3), традиционно отбелязвани като некове на три вулкански апарата, привързани към изток-западен разлом (Кожухаров, 1965; Кацков, 1972; Кожухаров и др., 1989). Техните размери са незначителни в сравнение с ерозионните игнимбритови реликти от гръцка територия, които заемат площи от по 5–6 km² (фиг. 1).

В долните нива от разрезите на Котили-Витинските игнимбрити, покриващи пясъчниковата задруга, аналогично на Перелишките от Смолянския басейн, присъстват многобройни рязко очертани тела от черни витрофири с мезоскопски размери и разнообразна морфология – лещовидна, дайкоподобна, капковидна. Много сходна е и картината на грубоочертаващата се вертикална зоналност в характера на напукаността им. Както на българска (Московски, Железарски, 2007; в района на с. Витина – Паздеров и др., 2009), така и на гръцка територия (Soldatos, 1961) в долните нива на игнимбритовите разрези тя е най-общо от блоков до блоково-призматичен тип, а в горните – автономно плочеста (в смисъла на Харковска, 1995; вж. Harkovska, Sirakov, 1986).

И още една обща структурна особеност – ЮЗ от с. Сивино долните им нива вместват „туфозни“ дайки, интерпретирани като заключителни прояви на терциерния магматизъм в района (Кацков, 1972). В действителност това са аналози на ин-

жекционните кластични дайки (Харковска, 1987), които бележат долнищата на извънкалдерните игнимбритови потоци на Перелишката калдера от Смолянския басейн.

Веществен състав на Котили-Витинските игнимбрити

Българската част от Котили-Витинските игнимбрити не е била предмет на петроложки изследвания, каквито са провеждани в гръцката им част (Soldatos, 1961; Alfieris, Kyriakopoulos, 1990; Eleftheriadis, 1990, 1995; Baker, Liati, 1991; Jones et al., 1992).

Минерало-петрографски особености

Игнимбритите имат твърде еднообразен облик. В свежо състояние те са сиви до сиво-розови, изразително порфирни и лавоподобни, поради което от редица автори са описвани като риолити (Soldatos, 1961; Иванов, 1964; Кацков, 1972 и др.). Текстурата им е масивна до грубопаралелна. Последната е развита неравномерно и е обусловена от плоскостното подреждане на лещи с различно количество порфирни минерали и на черни стъклени фияме до 10 cm. Описана е като „ивичест строеж“ (Вацев 1989; Московски, Железарски, 2007). Родствените включения в игнимбритите са от променени игнимбритоподобни и аплитовидни скали, а ксеногенните – от гнайси, лигнитни въглища, палеогенски седименти (Baker, Liati, 1991; Eleftheriadis, 1995 и др.).

Изразително порфирната им структура е обусловена от впръследи (20–65%, средно 40–60%). Те са представени от: бистър санидин (4–5 до 10 mm), кварц (прозрачен или опушен с размери до 5 mm) заливообразно магматично кородиран и протокластично обработен (напукан и разтрошен); зонален, също протокластично обработен плагиоклаз (An₄₀₋₂₀) с права, обратна или осцилаторна зоналност. Описани са и плагиоклази със скелетен строеж, обусловен от многобройни стъклени включения, както и такива с частично резорбирани необичайно базични ядра от An₇₅ (Soldatos, 1961; Eleftheriadis, 1995). Кварцовите и фелдшпатови (предимно санидинови) впръследи носят отчетливи следи на бърза кристализация в неравновесни P–T° условия. Освен че са дълбоко заливообразно кородирани от основната маса, те са представени както от цели индивиди, така и от фенокласти, често очертаващи структура „jigsaw“ (по Best, Christiansen, 1997). Мафичните впръследи са: неравномерно опацитизиран, магматично деформиран биотит, обикновен магнезиев амфибол и съвсем малко клинопироксен. Акцесорите са циркон, титанит, апатит, Ti-магнетит.

В строежа на основната маса се различават реликтови деформирани витрокласти и сравнително редки деформирани пемзи. Нейните първични и прекристалizacionни структури (аналогично на тези в Перелишките игнимбрити) са много вариращи: витрофирна, витрокластична, аплитовидна, микрозърнеста, микросферолитова, аксиолитова и др. (Eleftheriadis, 1995; Московски, Железарски, 2007). При постдепозиционните процеси, свързани с въздействието на паро-газовата фаза в игнимбритите са отложени кристобалит и тридимит (Soldatos, 1961).

В района на мах. Цингенез Soldatos (1961) установява алунитови кварцити – възможна индикация за близост на неразкрито плутонично тяло, комагматично с игнимбритите.

Пукнатинки в игнимбритите от района на селата Поляна и Витина са запълнени от кварцови прожилки, в чиито централни зони се разполагат пиробитуми от семейството на керитите в асоциация с карбонат и пирит (Цанова, 1962). Изказано е предположението, че пиробитумите са образувани при температурното въздействие на игнимбритите върху битуминозни шисти и въглища от пясъчниковата задруга.

Химически състав

На TAS-диаграмата Котили-Витинските игнимбрити се проектират в полетата на трахидацитите и дацитите и на прехода им към това на риолитите (табл. 1; фиг. 6А). Сериалността им е високо-К Са-алкална (фиг. 6Б). По-ниската им К-алкалност в сравнение с игнимбритите на Перелишкия масив е израз на регионалната ЮЮЗ–ССИ до субмеридионална зоналност, която се бележи от нарастването от юг към север на калиевото съдържание в палеогенските вулкани от Централните и Западни Родопи (Marchev, Shanov, 1991; Dabovski et al., 1991; Harkovska, 1992b).

Изчерпателната геохимична съпоставка на Котили-Витинските и Перелишките игнимбрити излиза извън рамките на предлагания обзор не само поради неравностойната им изученост в това отношение. Ще бъдат отбелязани обаче някои техни сходства и различия: съгласно Харкеровите диаграми на фиг. 7 Котили-Витинските игнимбрити се отличават от Перелишките по съдържанието на СаО, на фиг. 8 и 9 са видни сходните им съдържания на някои елементи-следи; близки са и ходовете на хондрит-нормираните съдържания на РЗЕ в тях (фиг. 10), както и ниските им съдържания на Y и Yb. Негативната Nb–Ta аномалия на Котили-Витинските игнимбрити обаче е по-изразителна в сравнение с тази на Перелишките. Обратно, негативна им Ва аномалия е по-неизразителна и др.

Разликата в стойностите на малобройните данни за Sr-изотопните отношения между двата маси-

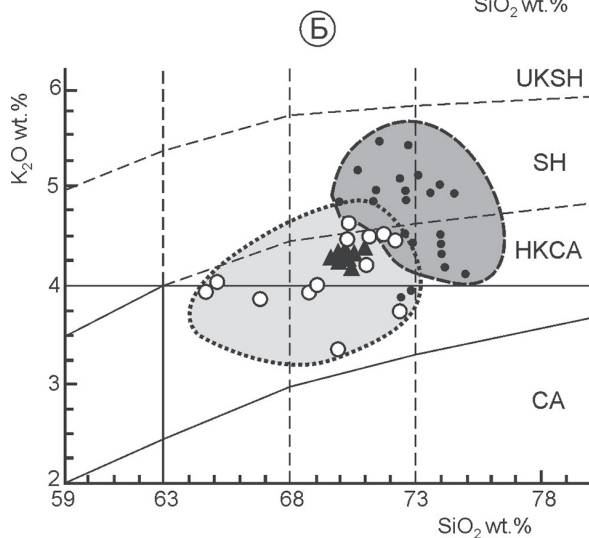
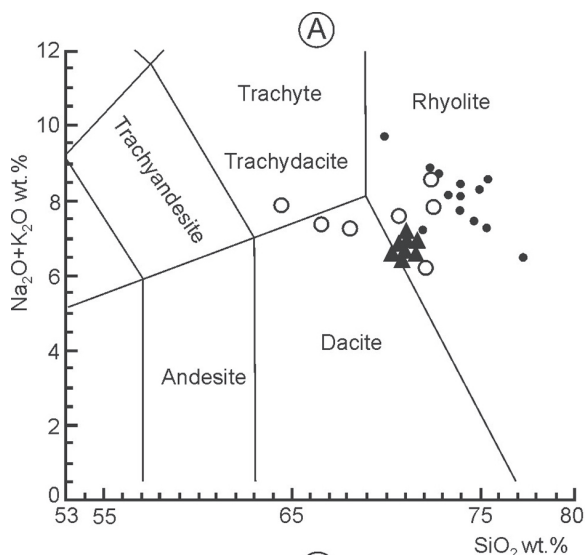
Таблица 1
Представителни химически анализи на Котили-Витински игнимбрити

Table 1
Representative chemical analyses of the Kotily-Vitina ignimbrites

№ обр.	1	2	3	4
SiO ₂	66,83	70,33	72,20	74,60
TiO ₂	0,52	0,39	0,37	0,17
Al ₂ O ₃	15,14	13,97	14,40	13,00
Fe ₂ O _{3 tot}			2,50	0,60
FeO _{tot}	3,28	1,91		
MnO	0,07	0,06	0,07	0,02
MgO	1,57	1,23	0,50	0,30
CaO	3,33	1,85	1,80	3,70
Na ₂ O	3,17	3,15	3,60	2,80
K ₂ O	4,14	4,37	4,98	4,08
P ₂ O ₅	0,19	0,12	0,10	0,03
ЗПН	1,75	2,62		
Сума	100,32	100,51	100,52	99,30
Rb	224	267	280	172
Sr	301	146	207	234
Ba	787	669	656	717
Zr	229	126	155	84
Sc	13,0		5,0	2,2
Hf			4,5	2,7
V			42	12
Cr	14,0	3,0	2,4	5,3
Ni	15,0	5,0	3,9	1,8
Co			4,0	0,9
Zn			34	13
Y	26	34	25	15
Th			29,8	17,7
U			9,0	4,2
Nb	18	22	20	9
Ta			1,57	0,76
La	40,29	7,36	40,40	26,80
Ce	75,44	67,88	74,00	51,50
Pr	7,51	6,84		
Nd	27,30	25,72	26,00	17,50
Sm	4,84	4,23	5,50	3,11
Eu	0,95	0,68	0,77	0,64
Gd	4,07	3,28		
Dy	3,85	3,31		
Ho	0,72	0,72		
Er	2,07	2,12		
Tb				0,35
Yb	2,29	2,30	2,21	1,11
Lu	0,35	0,36	0,41	0,17
Σ REE	169,68	154,80	149,29	101,18

1–2, Eleftheriadis (1995); 3–4, Jones et al. (1992)

ва едва ли отразява директна зависимост от обобщените и неконтрастиращи различия в дебелината на земната кора под Котили-Витинския и под Перелишкия масиви (табл. 2).



- Котили-Витински игнимбрити
- Перелишки игнимбрити
- ▲ хиалинна спойка на еруптивни брекчи

За подхранващите структури на вулканизма

Подхранващи структури на синседиментационния експлозивен вулканизъм в ареала на Смолянското понижение са разкрити единствено в синседиментационната Левочевска калдера. Това са диатреми (до 250 × 250 m) и туфозни дайки, пресичащи пясъчници и интерстратифицирани пирокластични от подигнимбритовата пясъчникова задруга. Те бележат един ареален вулканизъм (Harkovska, 1984) и фреатомагматичния до магматичен (плиниански) характер на експлозивната активност. В цялата останала площ на Смолянското понижение и на едноименния басейн, а видимо и в басейна Арда-Дипотама, подхранващите структури от този етап са погребани от дебелия 300–500 m игнимбрити.

←

Фиг. 6А. TAS диаграма (Le Maitre, 2002) на Котили-Витинските игнимбрити (данни на Soldatos, 1961; Innocenti et al., 1984; Jones et al., 1992; Eleftheriadis, 1995). За сравнение – игнимбрити на Перелишкия масив (по данни на Eleftheriadis, 1995, Harkovska et al., 1998 и непубликувани данни на А. Харковска) и състав на хиалинната спойка от еруптивните брекчи СЗ от гр. Пefки (фиг. 1) по данни на Sclavounos and Kassoli-Fournaraki (1989)

Fig. 6A. TAS diagram (Le Maitre, 2002) of the Kotily-Vitina ignimbrites (analytical data of Soldatos, 1961; Innocenti et al., 1984; Jones et al., 1992; Eleftheriadis, 1995), compared with the Perelik ignimbrites (analytical data of Eleftheriadis, 1995, Harkovska et al., 1998 and unpublished analyses of A. Harkovska) and with the glassy cement in the eruptive breccia bodies NW of the town of Pefki (Fig. 1) according to the data of Sclavounos and Kassoli-Fournaraki (1989)

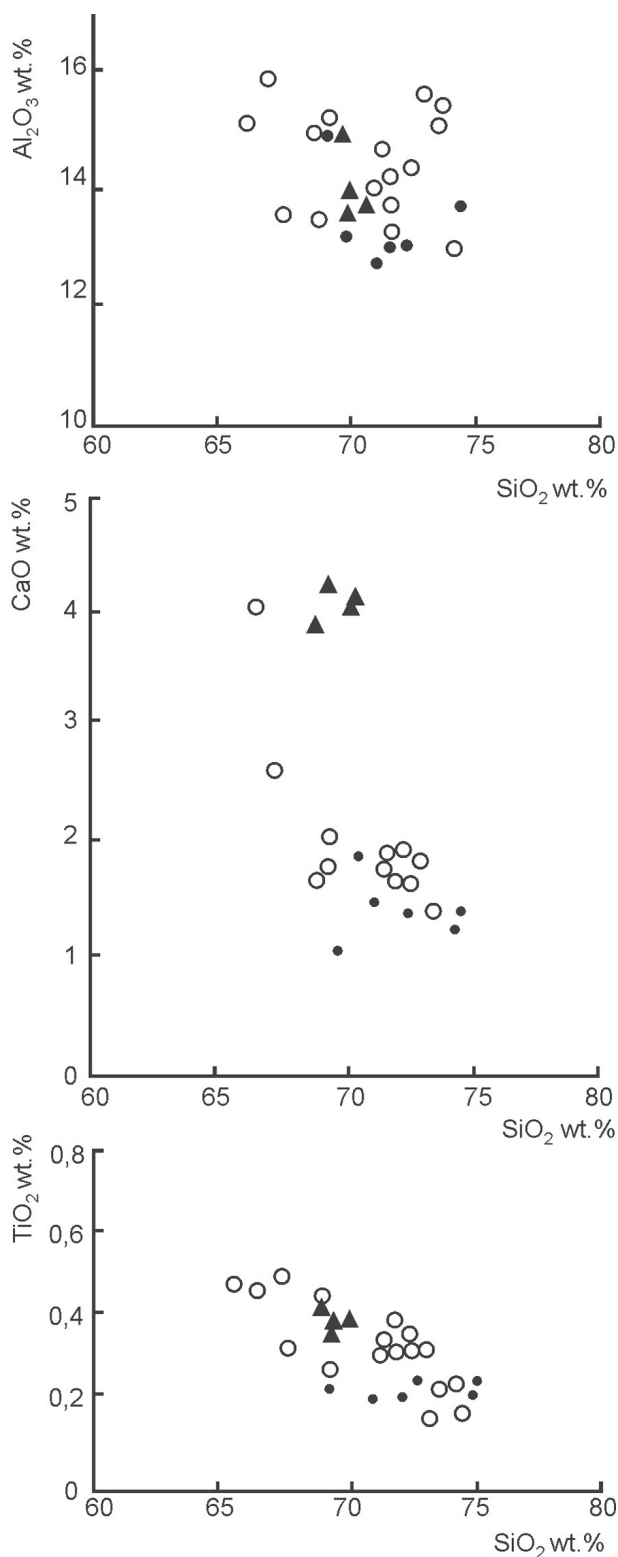
Фиг. 6Б. Диаграма K₂O/SiO₂ на вулканитите от фиг. 6А (плътни разделителни линии – по Peccerillo and Taylor, 1976; пунктирани линии – допълнения по Dabovski et al., 1989, 1991)

Условни обозначения – както на фиг. 6А

Фиг. 6Б. K₂O/SiO₂ diagram of the volcanics from Fig. 6A (full lines – after Peccerillo and Taylor, 1976; dotted lines – additions made by Dabovski et al., 1989, 1991)

The legend as in Fig. 6A

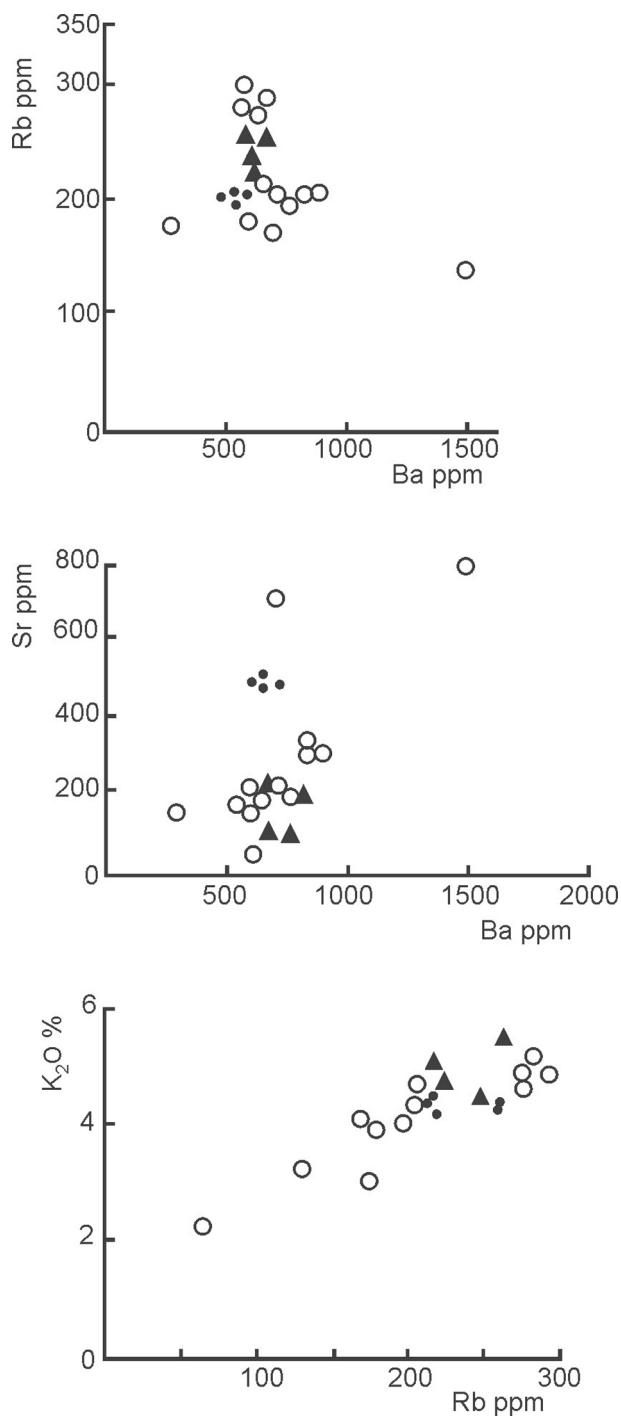
Структури, подхранвали игнимбритите, не са установени в нито един от двата басейна. Затова специално трябва да бъдат отбелязани дайкоподобните и силообразни тела от еруптивни брекчи, вмествени в гранитоидите на плутона Скалоти (наставка на ББЕСП батолита) и в метаморфитите между Котили-Витинския и Перелишкия игнимбритови масиви, СЗ от гр. Пefки (фиг. 1). Ръбестата им до слабо загладената кластика е представена главно от вместващите гранитоиди. Тя е споена с вулканско стъкло, в което „плуват“ фенокристали от санидин, плагиоклаз, рядък кварц и напълно променен мафит (Sklavounos, Kassoli-Fournaraki, 1989). По въпръслена асоциация и по макро- и микрохимически състав стъклото не се отличава от Котили-Витинските игнимбрити (табл. 3; фиг. 6А, 6Б, 7, 8, 9). Това сходство (Harkovska, 1992a) се илюстрира отчетливо и от хондрит-нормираните криви на РЗЕ (фиг. 10). Геоложката характеристика на еруптивните тела обаче напомня в някои отношения (размери, групово разположение, брекчозен характер) подхранващите структури на синседиментационния експлозивен вулканизъм в Левочевската калдера от Смолянския басейн, което навежда на мисълта, че телата от еруптивни брекчи бележат прехода между синседиментационния етап и началото на игнимбритообразвателните процеси в региона.



Фиг. 7. Харкерови диаграми на вулканитите от фиг. 6; Котили-Витинските игнимбристи – по Jones et al. (1992)
Условни обозначения – както на фиг. 6

Fig. 7. Some Harker diagrams for the volcanics shown on Fig. 6; the Kotily-Vitina ignimbrites – after Jones et al. (1992)

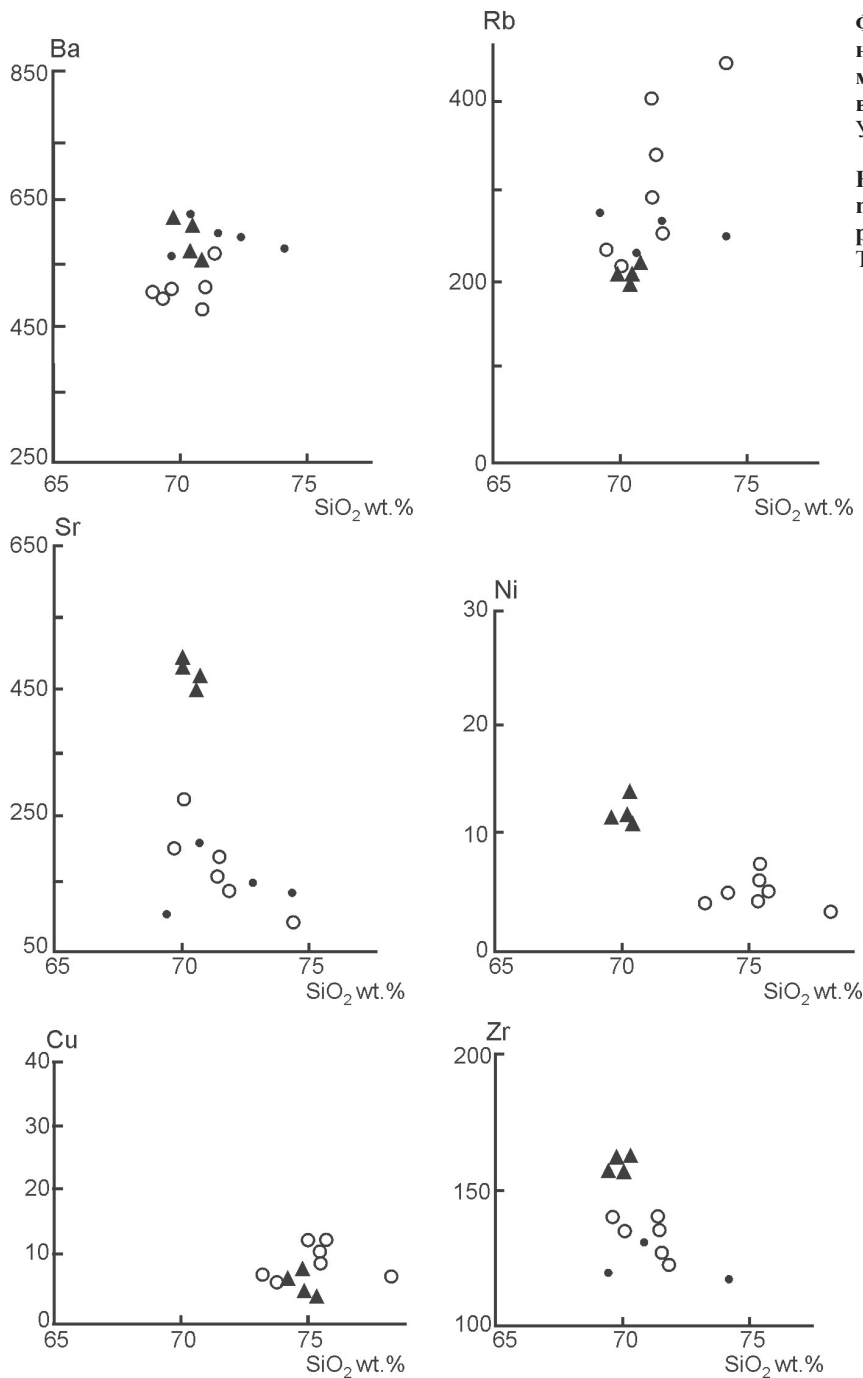
The legend as in the Fig. 6



Фиг. 8. Съотношения на някои елементи-следи във вулканитите от фиг. 6. За Котили-Витинските игнимбристи – данни на Jones et al. (1992); останалите са на Slavounos and Kassoli-Fournaraki (1989) и А. Харковска (непубликувани анализи)
Условни обозначения – както на фиг. 6

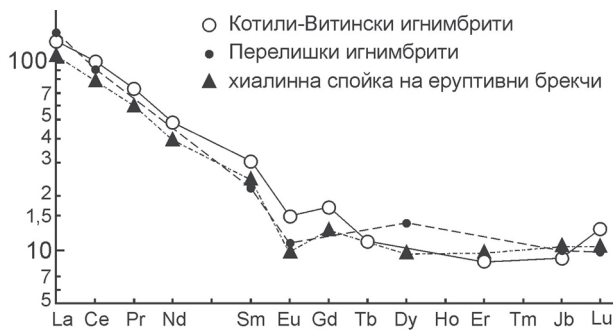
Fig. 8. Some trace-elements variations for the volcanics, presented on Fig. 6. For the Kotily-Vitina ignimbrites – the data of Jones et al. (1992); the other data are according to Slavounos and Kassoli-Fournaraki (1989) and A. Harkovska (unpublished analyses)

The legend as in Fig. 6



Фиг. 9. Сравнение на съдържанията на някои елементи-следи в зависимост от съдържанията на SiO₂ във вулканитите, показани на фиг. 6
Условни обозначения – както на фиг. 6

Fig. 9. Comparison of some trace-elements vs. SiO₂ plots for the volcanics, presented on Fig. 6
The legend as in Fig. 6



Фиг. 10. Хондрит-нормирани диаграми на РЗЕ (стойности на Boynton, 1984). За Котили-Витинските игнимбри – данни на Jones et al. (1992) и Eleftheriadis (1995). За останалите вулканити от фиг. 6 – на Scлавounos and Kassoli-Fournaraki (1989) и Harkovska et al. (1998)

Fig. 10. Chondrite-normalized REE diagrams (normalizing values of Boynton, 1984). For the Kotily-Vitina ignimbrites – according to the data of Jones et al. (1992) and Eleftheriadis (1995). For the other volcanics, presented on Fig. 6 – data of Scлавounos and Kassoli-Fournaraki (1989) and Harkovska et al. (1998) are used

Таблица 2

 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ отношение в Котили-Витинските и Перелишки игнимбрити

Table 2

 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ration in the Kotily-Vitina and the Perelik ignimbrites

Вулкански структури/тела	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	Дебелина на земната кора (km)	Литературен източник
Котили-Витински игнимбрити	0,70770	38–41	Innocenti et al. (1984)
	0,70852		Eleftheriadis (1995)
Перелишки игнимбрити	0,70929	39–43	Eleftheriadis (1995)

Таблица 3

Химически състав на стъкления матрикс на еруптивни брекчи СЗ от гр. Пефки (Sklavounos, Kassoli-Fournaraki, 1989)

Table 3

Chemical composition of the glassy matrix in the volcanic breccias NW of the town of Pefki (Skavounos, Kassoli-Fournaraki, 1989)

№ обр.	1	2	3	4
SiO ₂	69,64	70,71	70,57	70,18
Al ₂ O ₃	14,69	14,14	14,25	14,15
FeO	2,64	2,63	2,61	2,69
MgO ^{tot}	1,38	1,35	1,32	1,34
CaO	4,15	3,75	3,75	4,06
Na ₂ O	2,06	2,08	2,13	2,19
K ₂ O	4,31	4,26	4,29	4,27
TiO ₂	0,41	0,39	0,39	0,39
MnO	0,10	0,11	0,10	0,11
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,12	0,12
Сума	99,50	99,54	99,53	99,50
Nb	17	19	19	20
Zr	166	170	165	166
Y	28	27	27	27
Sr	480	478	464	477
Rb	210	203	212	210
Zn	42	42	42	45
Cu	5	6	5	4
Ni	11	13	8	11
Cr	31	31	31	32
Ce	66	69	65	70
Nd	29	28	27	23
V	37	38	38	36
La	36	41	38	43
Ba	561	542	584	573
Sc	14	12	12	15
La	33,41	32,81	32,39	32,07
Ce	59,51	57,73	57,99	57,76
Pr	6,47	6,41	6,48	6,33
Nd	21,52	21,56	21,59	20,98
Sm	3,94	3,95	4,02	3,92
Eu	0,63	0,61	0,64	0,62
Gd	3,18	3,18	3,13	3,13
Dy	2,94	2,93	2,93	2,85
Ho	0,64	0,70	0,63	0,61
Er	1,91	1,96	1,89	1,84
Yb	2,07	2,18	2,02	2,01
Lu	0,32	0,34	0,32	0,32
Σ REE	136,54	134,36	134,03	132,44

Може с основание да се твърди (по структурна аналогия с Перелишкия масив – Narkovska et al., 1998), че на гръцка територия под игнимбритите на Котили-Витинския масив се разполага погребана от самите тях калдера и че ерозионните реликти от игнимбрити около масива и на българска, и на гръцка територия (фиг. 1) са части от свързани с нея потоци (out-flows).

Възрастов обхват на палеогенските скали в понижението Арда–Дипотама

Долната граница на седиментния пълнеж в българската част от понижението се определя от средноеоценската (лютеска) възраст на Смилянския плутон (43,3±0,41 Ма – Ovtcharova et al., 2003), който подстила брекчоконгломератната задруга. Сходни са съотношенията за гръцката територия, където наставки на гранитоидния ББЕСП батолит от подложката на седиментите са датирани като ранноеоценски (56 Ма – възраст на внедряване и 50 Ма – възраст на изстиване, Soldatos et al., 2008). Възрастта на брекчоконгломератната задруга се очертава като къснооеценска (фиг. 2 – колонка б), макар че седиментацията, както предполага Вацев (1985), може да е започнала още в края на Средния Еоцен.

Определенията, извършени от Паламарев и Петкова (1975) на субтропична палеомакрофлора от пясъчниковата задруга на Ардинския палеоген, са интерпретирани от Вацев (1985, 1989) и Московски и Железарски (2007) като указание за къснооеценска възраст на долните ѝ нива и за раноолигоценска – на горните, т.е. на нивата с пирокластита. Горната възрастова граница на пясъчниковата задруга се определя от покриващите я ранноолигоценски Котили-Витински игнимбрити (30±1 Ма – Eleftheriadis, Lippolt, 1984; 30,3±0,7 Ма – Innocenti et al., 1984). Тази К-Аг възраст е в границите на интервала от К-Аг датировки на образци от Перелишки игнимбрити (32,9–29,0 Ма – Pecskey et al., 1991). Близостта ѝ до възрастта на най-младите синседиментационни дайки (фелзитови риолити) от юж-

ния борт на синседиментационната Левочевска калдера и от съседния Загражденски дайков спод (31,4±1,2–30,9±1,1 Ма – Harkovska et al., 1998) е указание за практическата непрекъснатост на ранноолигоценските вулкански процеси в района на Централните Родопи.

На гръцка територия игнимбритите на Котили-Витинския масив се покриват с размив от плиоценски седименти (Baker, Liati, 1995).

Заклучителни бележки и изводи

За седиментите от басейна Арда–Дипотама

Континенталните наслаги (алувиални, делувиални, алувиално-езерни, езерни, езерно-блатни) на палеогенския басейн Арда–Дипотама принадлежат към две задруги: брекчоконгломератна (до конгломератна) и пясъчникова. Сумарната им дебелина е около 300 m в южната част на басейна и около 1000 m в северната. На българска територия брекчоконгломератната задруга (Приабон или Бартон?–Приабон) се състои от три пачки, които се различават по състава на кластиката, постъпвала в басейна от ограждалите го кристалинни скали (висококристалинни метаморфити и внедрени в тях среднооценски гранитоиди). Пясъчниковата задруга (Приабон–Долен Олигоцен) се състои от доминиращи полимиктови до аркозни пясъчници с прослойки от конгломерати, алевролити и аргилити, кисели вулканокластити (главно пирокластити в горните нива) и локално представени въглища, въглищни и битуминозни шисти, редки варовици.

Съотношенията на задругите и пачките са съчетание от суперпозиция и подчинено латерално заклиняване, а пространственото им разпространение свидетелства за обусловено от екстензионни условия експанзивно разширение на басейна. Последният е бил асиметричен – със значително по-продължително и трикратно по-ефективно на-товарвала се северна част.

За вулканизма в басейна Арда–Дипотама

Киселият експлозивен вулканизъм е протекъл в хода на два тясно пространствено и времево свързани етапа.

– Полифазовият експлозивен (собствено магматичен до фреатомагматичен) вулканизъм от първия (приабонски?–ранноолигоценски) етап се бележи главно от преработени пирокластити, от туфи (включително пизолитови) и от редки, тънки, слабоспечени пирокластични потоци. Аналогични прояви на експлозивния синседиментационен вулканизъм са регистрирани в Смолянския басейн. За разлика от

последния обаче, тук екструзивни и субвулкански синседиментационни тела не са разкрити.

– През втория етап (Долен Олигоцен – 31–30 Ма) се оформя Котили-Витинският масив от високо-степенни и високоаспектни лавоподобни игнимбрити с дацитов-трахидацитов до риолитов състав и високо-К Са-алкална сериалност. Игнимбритите погребват разчленен релеф, моделиран от активни пре- и синдепозиционни вулкано-тектонски (вулкано-сеизмични) процеси в седиментите на пясъчниковата задруга и в кристалинните скали от бреговата зона и подложката на седиментационния басейн. С настаняването си те са прекъснали палеогенската седиментация и с това радикално са променили геоложката и еколожката обстановка.

– За строежа на основната (гръцка) част от Котили-Витинския масив няма информация, но игнимбритите, покриващи пясъчниковата задруга в Ардинско (окрайни части на масива и игнимбритови ерозионни реликти) имат редица общи структурни особености с извънкалдерните потоци на Перелишката калдера (Смолянски басейн). Тези особености дават основание да се предположи, че под централните или СЗ части на Котили-Витинския масив се разполага калдера, маскирана от нейните собствени игнимбрити.

– И Котили-Витинските, и Перелишките игнимбрити са лавоподобни – високостепенни и високоаспектни. Те имат близка ранноолигоценска възраст и редица общи петрографски особености (Harkovska et al., 1998). Налице е и определено сходство в количествените съотношения на редица елементи-следи в тях, както и в хода на хондрит-нормираните им диаграми за съдържанията на РЗЕ. Между игнимбритите от двата масива обаче има и съществени веществени различия, които се дължат на връзката с различни магмени камери. По-ниската К-алкалност на Котили-Витинските игнимбрити е израз на СЗ–ЮИ до С–Ю регионална зоналност на калиевото съдържание в палеогенските вулканити от Централните и Западни Родопи. Котили-Витинският масив е и понискосилициев от Перелишкия. Към днешна дата обаче неравностойната петроложка и структурна изученост на двата масива, както и липсата на данни за веществения състав на синседиментационните пирокластити в басейна Арда–Дипотама не позволяват по-обстойна съпоставка на вулканизма в двата басейна.

– Единствените установени засега структури, провеждали палеогенски магми в района на басейна Арда–Дипотама, са секущи тела от свързаните с втория етап на вулканизма еруптивни брекчи, разкриващи се СЗ от гр. Пефки (Северна Гърция).

Благодарности: Обобщението е направено и е подготвено за публикуване в рамките на Проектта на Геологически институт при БАН „Геология на България“. Фигурите са изчертани от Й. Загорчева, а текстът е напечатан от Л. Михайлова.

Литература

- Вацев, М. 1985. Литостратиграфия на еоценските седименти от Горноардинския грабен (Южни Родопи). – *Год. ВМГИ*, 31, 2, 113–129.
- Вацев, М. 1989. Литостратиграфия на олигоценските седиментно-вулканогенни отложения от Горноардинския грабен (Южни Родопи). – *Год. ВМГИ*, 35, 1, 19–31.
- Двигало, В. Н., И. В. Мелекесцев. 2009. Геолого-геоморфологическите последствия катастрофических обвалных и обвально-оползневых процессов в Камчатской долине Гейзеров (по данным аэрофотограмметрии). – *Вулканология и сеисмология*, 5, 24–37.
- Иванов, Р. 1964. Формационна и петрохимична зоналност на терциерния магматизъм в Родопския централен масив – *Изв. Геол. инст., БАН*, 14, 135–167.
- Каменов, Б. 1962. Върху въглеността на палеогена в района на гр. Смолян и с. Арда. – *Год. Гл. упр. геол., отд. А*, 13, 217–231.
- Кацков, Н. 1972. Върху пониженията и блоковия строеж на същинския Родопски масив. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 43, 1, 29–37.
- Кацков, Н., Р. Маринова. 1992. Палеоген. – В: Кожухаров, Д. (Ред.). *Обяснителна записка към Геоложка карта на България М 1:100 000. Картен лист Смолян*. С., Предприятие за геоф. проучв. и геол. картиране, 27–33.
- Кожухаров, Д. 1965. Структура на кристалина в Централните Родопи. – *Изв. НИГИ*, 2, 131–167.
- Кожухаров, Д. 1971. Младопалеогенски и неогенски наложени депресии върху централната част на Западнородопския блок. – В: *Тектонски строеж на България*. С., Техника, 93–99.
- Кожухаров, Д., Р. Димитрова, Н. Кацков. 1989. *Геоложка карта на България М 1:100 000. Картен лист Смолян*. С., Геология и геофизика АД.
- Московски, С. 1991. Бориовската клипа при с. Арда, Смолянско в светлината на гравитачната тектоника на Централните Родопи през палеогена. – *Год. СУ, ГГФ*, 80, 1–геол., 9–22.
- Московски, С., Т. Железарски. 2007. Стратиграфия на палеогенските седиментни и вулкански скали. – В: Саров, С., Е. Войнова (Ред.). *Обяснителна записка към Геоложката карта на Република България М 1:50 000. Картен лист Арда*. С., М-во на околната среда и водите, 18–27.
- Московски, С., Т. Железарски, А. Харковска. 2007. Стратиграфия на палеогенските седиментни и вулкански скали. – В: Саров, С., Е. Войнова (Ред.). *Обяснителна записка към Геоложка карта на Република България М 1:50 000. Картен лист Смолян*. С., М-во на околната среда и водите, 27–42.
- Николов, Т., И. Сапунов. 2002. *Стратиграфски кодекс*. Акад. изд. „Проф. Марин Дринов“, 138 с.
- Паздеров, Р., М. Петров, Г. Рабаджиев. 2009. Риолитите от България като строително-конструктивен, декоративно-облицовъчен и монументален материал. – *Год. МГУ „Св. Иван Рилски“*, св. 1–геол. и геофиз., 5, 85–93.
- Паламарев, Е., А. Петкова. 1975. Нови данни за палеогенската флора на България. – В: *В чест на акад. Даки Йорданов*. С., Изд. БАН, 203–235.
- Саров, С., Е. Войнова, С. Московски, Т. Железарски, К. Найденов, Д. Николов, И. Георгиева, К. Недкова, Н. Петров, Н. Марков, А. Харковска. 2007а. *Геоложка карта на Република България М 1:50 000. Картен лист Смолян*. С., М-во на околната среда и водите.
- Саров, С., Е. Войнова, С. Московски, Т. Железарски, К. Найденов, Д. Николов, И. Георгиева, К. Недкова, Н. Петров, Н. Марков. 2007б. *Геоложка карта на Република България М 1:50 000. Картен лист Арда*. С., М-во на околната среда и водите.
- Харковска, А. 1987. Инжекционни кластични дайки в източната част на Перелишкия вулкански масив (Централни Родопи). – *Геотектон., тектонофиз. и геодинам.*, 20, 49–61.
- Харковска, А. 1995. *Строеж на вулкански тела*. Автореф. дисерт. дгн. С., Геол. инст., БАН, 66 с.
- Харковска, А. 1998. Реконструкция на палеогенските вулкански структури в България – основни проблеми и задачи. – *Год. СУ, ГГФ*, 90, 1–геол., 131–161.
- Цанова, Т. 1962. За органичните минерални образувания в Смолянските риолити. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 23, 2, 216–219.
- Яранов, Д. 1956. Проучване върху терциерната и кватернерната тектоника на Средните Родопи. – *Изв. Геол. инст.*, 4, 77–121.
- Alfieris, D., K. Kyriakopoulos. 1990. Some trace elements distribution in calcalkaline volcanic rocks from Kaloticho-Chaintou-Kotili and Pharasino areas (North Greece). – *Geologica Rhodopica*, 2, 168–177.
- Baker, J. H., A. Liati. 1991. The Oligocene volcano-sedimentary sequence of the Dipotama basin, N. Greece: temporal relationships between Tertiary granites and volcanics and implication for the regional tectonic evolution. – *Geol. Mijbouw*, 70, 75–83.
- Best, M. G., E. H. Christiansen. 1997. Origin of broken phenocrysts in ash-flow tuffs. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 109, 63–73.
- Bornovas, J., Th. Rondogiannic-Tsiambaou (Red.). 1983. *Geological Map of Greece, Scale 1:500 000*. 2-nd Ed., Athens.
- Boyton, W. V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. – In: Henderson, P. (Ed.). *Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry*, 2. Elsevier, Amsterdam, 63–114.
- Cas, R. A. F., J. V. Wright. 1987. *Volcanic Successions – Modern and Ancient*. Chapman, L. & Hall, London, 528 p.
- Dabovski, Ch., A. Harkovska, B. Kamenov, B. Mavroudchiev, G. Stanisheva-Vassileva, D. Tchounev, Y. Yanev. 1989. *Map of the Alpine Magmatism in Bulgaria (Geodynamic Approach)*. Sofia, CIPP in Map-Making.
- Dabovski, Ch., A. Harkovska, B. Kamenov, B. Mavrudchiev, G. Stanisheva-Vassileva, Y. Yanev. 1991. A geodynamic model of the Alpine magmatism in Bulgaria. – *Geologica Balc.*, 21, 4, 3–15.
- Dabovski, Ch., I. Boyanov, I. Zagorchev, T. Nikolov, I. Sapunov, K. Khrishev, Y. Yanev. 2002. Structure and Alpine evolution of Bulgaria. – *Geologica Balc.*, 32, 2–4, 9–15.
- Eleftheriadis, G. 1990. Petrology and geochemistry of the Oligocene volcanic rocks from the Central Rhodope Massif (North Greece). – *Geologica Rhodopica*, 2, 180–195.
- Eleftheriadis, G. 1995. Petrogenesis of the Oligocene volcanics from the Central Rhodope massif (N. Greece). – *Eur. J. Mineral.*, 7, 1169–1182.
- Eleftheriadis, G., G. J. Lippolt. 1984. Alterbestimmungen zum oligozanen Vulkanismus der Sud-Rhodopen (Nord-Griechenland). – *N. Jb. Geol., Palaeont. Mh.*, 3, 179–191.
- Fisher, R.V. 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, 1409–1414.
- Fisher, R. V., H.-U. Schminke. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 472 p.
- Freund, A. 1998. The formation of high-grade ignimbrites. I: Experiments on high- and low concentration transport

- systems containing sticky particles. – *Bull. Volcanol.*, 59, 414–435.
- Harkovska, A.V. 1984. Accretionary lapilli tuffs from the Smolyan Paleogene (South Bulgaria). – *C. R. Acad. bulg. Sci.*, 37, 10, 1355–1358.
- Harkovska, A. 1992a. New data about the comagmatic character of volcanic rocks in the Central Rhodope Mts (South Bulgaria and Northern Greece). – *Geologica Balc.*, 22, 2, p. 80.
- Harkovska, A. 1992b. Lava-like high-aspect ratio ignimbrites from the central parts of the Balkan Peninsula. – In: *Abstracts of the 29-th Int. Geol. Congress*, 2. Kyoto, Japan, p. 547.
- Harkovska, A., N. Sirakov. 1986. Morphological types of joining and fracture surface marks in Paleogene volcanics west of Smoljan (South Bulgaria). – *Geotecton., Tectonophys., Geodynam.*, 19, 23–38.
- Harkovska, A., Y. Yanev, P. Marchev. 1989. General features of the Paleogene orogenic magmatism in Bulgaria. – *Geologica Balc.*, 19, 1, 37–72.
- Harkovska, A., P. Marchev, Ph. Machev, Z. Peckay. 1998. Paleogene magmatism in the Central Rhodope area, Bulgaria. A review and new data. – *Acta Vulcanol.*, 10, 2, 199–216.
- Harris, N. B. W., J. A. Pearce, A. G. Tindle. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. – In: Coward, M. P., A. C. Ries (Eds.). *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publ., 19, 67–81.
- Innocenti, F., N. Kolios, P. Manetti, R. Mazzouli, A. Peccerillo, E. Rita, L. Villari. 1984. Evolution and geodynamics of the Tertiary Orogenic Volcanism in North-Eastern Greece. – *Bull. Volcanol.*, 47, 25–37.
- Ivanov, Z., D. Dimov, S. Dobrev, B. Kolkovski, S. Sarov. 2000. Structure and tectonic evolution of Rhodope massif. – In: *Structure, Alpine Evolution and Mineralizations of the Central Rhodopes Area (South Bulgaria)*. Guide to excursion B. ABCD–GEODE 2000 Worksop, Borovets, Bulgaria, 50 p.
- Jones, C., E. Tarney, J.–H. Baker, F. Geruki. 1992. Tertiary granitoids of Rhodope, Northern Greece - magmatism related to extensional collapse of the Hellenic Orogen? – *Tectonophys.*, 210, 295–315.
- Le Maitre, R.W. 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. 2-nd Ed.* Cambridge University Press, 236 p.
- Marchev, P., S. Shanov. 1991. Potassium and silica variations in the paleogene Macedonian-Rhodope-North Aegean Volcanic belt: geodynamic and petrogenetic implications. – *Geologica Balc.*, 21, 2, 3–11.
- Ovtcharova, M., A. V. Quadt, C. A. Heinrich, M. Frank, M. Kaiser-Rohrmeir. 2003. Triggering of hydrathermal ore mineralization in the Central Rhodopean Core Complex (Bulgaria) – insight from isotope and geochronological studies on Tertiary magmatism and migmatization. – In: *Mineral Exploration and Sustainable Development*. Millpress, Rotterdam, 367–370.
- Peccerillo, A., S. R. Taylor. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline rocks from the Kastamonou area, Northern Turkey. – *Contrib., Mineral., Petrol.*, 58, 63–81.
- Peckay, Z., K. Balogh, A. Harkovska. 1991. K-Ar dating of the Perelik volcanic massif (Central Rhodopes, Bulgaria). – *Acta Geol. Hung.*, 31, 1–2, 101–110.
- Pe-Piper, G., D. J. W. Piper. 2002. *The Igneous Rocks of Greece (The Anatomy of an Orogen)*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde, Band 30, 573 p.
- Sklavounos, S., A. Kassoli-Fournaraki. 1989. Acid volcanoclastic appearances in Paraneshti, west part of the Rhodope massif in North Greece. – *Geologica Rhodopica*, 1, 257–267.
- Soldatos, K. 1961. *Die jungen Vulkanite der griechischen Rhodope und ihre provinziellen Verhältnisse*. Vulkaninstitut “Immanuel Friedlaender”, Zurich., 8, 102 p.
- Soldatos, T., B. Kamenov, A. Koroneos, I. Peytcheva, A. fon Quadt, G. Khristofides, X. Zheng, H. Sang. 2008. New U–Pb and Ar–Ar dating for the Baroutin-Bouinovo-Elatia-Skaloti-Paraneshti batholith (Bulgaria and Greece) – refinement of its debatable age. – *Geochem., Mineral., Petrol.*, 46, 85–102.
- Tenchov, Y. 1981. The Permian Molasses and the end of the Variscan orogeny in the area of the IGCP. Project 1. *IGCP 5 Newsletter*, 3, 138–139.
- Walker, G. P. L. 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17, 65–88.

(Постъпила на 28.12.2011 г., приета за печат на 01.03.2012 г.)
Отговорен редактор Йозо Янев