

## Смилянски навлак, Смилянски разлом или Чокмановска клипа

Стилиян Московски

Софийски университет „Св. Кл. Охридски“, 1000 София

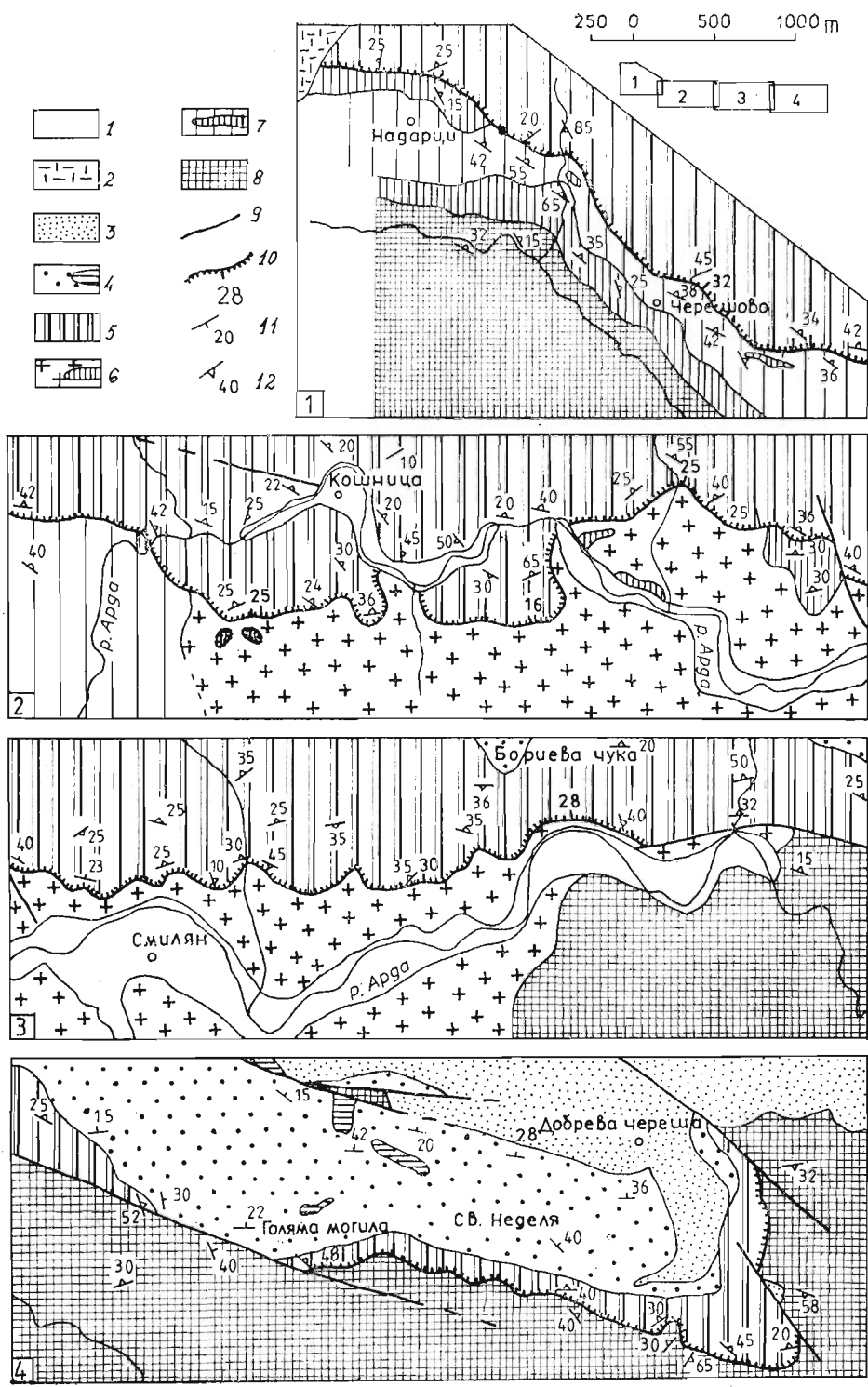
S. M o s k o v s k i — *Smiljan nappe, Smiljan fault or Čokmanovo klippe.*

The dislocations of subequatorial orientation can be discerned on the slopes of the valleys of the rivers Arda and Čerešovska between the town of Roudozem and the village of Kiseličevó (Fig. 1). One of them represents a nappe dislocation (Fig. 2) and can be traced within 20 km, while the other one is a normal fault and has a local significance. In fact, the nappe dislocation is a front of rootless allochthonous sheet which is exposed upon an area of 80-85 km<sup>2</sup> (Fig. 3). This is the Čokmanovo gravity klippe, built up of small-grained marbles, schists and the Raikovo granite. It is thrustured upon gneisses, gneiss-schists, amphibolites, coarse-grained marbles and the Smiljan granite. The Čokmanovo klippe is covered by Paleogene sediments, sedimentary-volcanogenic and volcanic rocks. They have the position of a neautochthon. The klippe is a fragment of the Middle-Rhodope block-nappe which was formed after the intrusion of the Late-Cretaceous granites (Raikovo and Smiljan) and before the Late-Eocene sedimentation. Before this sedimentation a nappe body destructed by numerous faults was formed, as well as fragments of it gravitationally separated from the primary nappe body. One of these fragments is a Čokmanovo klippe. The normal fault shown in the Fig. 1 is not only post-thrustured but also post-sedimentationed and perhaps post-volcanic too. Unfortunately, the new geological map of Bulgaria (1989) does not reflect the Alpinian block-nappe, gravity-nappe, as well as Čokmanovo klippe in the Central Rhodopes.

### Увод

Известно е, че Г ъ л ъ б о в (1938) описва мраморите между гр. Рудозем и с. Могилица като херцинска алохтонна маса, която той назовава Чокмански навлак. По-късно към него се приобщават мраморите в района на с. Триград и се създава представата за един голям Смилянско-Триградски навлак (Г ъ л ъ б о в, 1941). При комплексното геолошко картиране<sup>1</sup> в М 1:25 000 се уточнява, че „горният метаморфен комплекс“ е навлечен на юг върху „високия кристалин“ с амплитуда от 1 km на разстояние по фронта на навлака от 20 km. Посочва се, че навлачната повърхнина, която затъва на север, има наклони от 20 до 35°. В такъв вид навлакът намира място в геоложката карта на България в М 1:200000 и известния ѝ вариант в М 1:500 000 (1960). К о ж у х а р о в (1965, 1984 — приложението) развива представата за Смилянска разломна зона, съставена от три групи нарушения с изток—западно (главно), североизток—югозападно и северозапад—югоизточно направление. Най-важната структура се означава като Смилянски разсед-възсед-надсед. Приема се, че Смилянският разлом е оформен преди па-

<sup>1</sup> Стефанов, Н., Е. Масленкова, Е. Кацарска, Д. Стефанова, К. Недков, В. Михова, П. Тодоров. 1957. Доклад за комплексното геолошко картиране в М 1:25 000, проведено в източната част на Западните Родопи между градовете Смолян и Мадан. — Геофонд Комитет по геология.



леогена вследствие разседно движение с амплитуда от 4—5 km, а при изменените тектонски условия след палеогена той еволюира отчасти в надсед и възсед. В друга публикация разломът се насочва на изток през района на градовете Рудозем и Мадан и източно от с. Неделино, за което се съди по положението на редица риолитови дайки (Кожухаров, 1971). Стефанов (1973) и Стефанов и др. (1974) отново изобразяват и утвърждават наличието на Смилянски южновергентен навлак. Иванов и др. (1979) считат, че тази структура и другите южновергентни навлаци в Централните Родопи определят структурния облик на късноалпийската тектоника. Една година по-късно (Московски, Иванов, 1980) се потвърди алохтонният характер на мраморите и шистите не само между гр. Рудозем и с. Киселичево, но също така при махалите Кокорци и Лъка, при кв. „Влахово“ (гр. Смолян) и южно от с. Тикале. Синтезата на тези факти провокира представата за голяма безкоренна алохтонна пластина с допалеогенска възраст, т. нар. „Чокмановска клипа“. Нафтали и Срънчев и др. (1986) отрекоха Смилянския навлак и априори допуснаха съществуването на голям стръмен разлом, който според тях би следвало да се нарича Смилянски. Навлачните прояви в лицето на Кавгаджикския и Кокорския навлак са незначителни. Върху новата геоложка карта на НРБ в М 1: 500 000 (1989) са изобразени само стръмни разломи.

## Резултати от изследването

По склоновете на долините на реките Арда и Черешовска на запад от гр. Рудозем се проследяват ясно две нарушения със субекваториално направление. Те са: линия на навлачна повърхнина с регионално значение и стръмен разсед, Големомогилски — с локално значение за геоложкия строеж (фиг. 1).

Навлачната повърхнина като контакт между мрамори и гнайси може да се проследи от Малка река и едноименния разлом източно от махала Добрева череша на юг покрай шахтата Голям палас до шосето гр. Рудозем — гр. Смолян, където рязко извива на запад и продължава все южно от билото на рида Кавгаджик и вр. Св. Неделя от Големомогилския разсед. В резултат на това нарушение навлачната повърхнина остава в дълбочина, закрита от палеогенски мраморни брекчоконгломерати. На повърхността тя се показва северно от разседа ниско в левия бряг на р. Арда на 500 m западно от Полковниксерафимовския дол. От тук на запад на разстояние почти 8 km мраморите и шистите на алохтона са надхлъзнати върху Смилянския гранит. Западно от с. Кошница, при махалите Черешово и Надарци в автохтонна позиция са отново метаморфни скали — гнайси, гнайсошисти и мрамори. Западно от махала Надарци (на 2 km източно от с. Киселичево) навлачната повърхнина е погребана от палеогенски кисели игнимбрити. Така проследена, навлачната линия има дължина повече от 20 km. С изключение на района на с. Кошница, където съвременното легло на р. Арда пресича алохтона на навлака, навлачната линия остава само в левия склон на долините на

Фиг. 1. Геоложка карта на долините на реките Арда и Черешовска между гр. Рудозем и махала Надарци: 1 — кватернер, алувиални отложения, палеоген (2—4); 2 — кисели игнимбрити; 3 — гнайсови брекчоконгломерати; 4 — мраморни брекчоконгломерати с мраморни олистоплаки; кристалинна подложка (5—8); 5 — мрамори, калкошисти, епидот-биотитови и хлорит-мусковитови шисти; 6 — Смилянски гранит (с ксенолити от мрамори, амфиболити, двуслюдени гнайси и гнайсошисти); 7 — биотитови гнайси, гнайсошисти, амфиболити и едрозърнести мрамори (мраморите с по-гъсти линии); 8 — биотитови гнайси; 9 — разсед; 10 — линия на навлак; 11 — слоестост; 12 — шистозност

Fig. 1. Geological map of the valleys of the rivers Arda and Čerešovska between the town of Roudozem and the village of Nadarci: 1 — Quaternary, alluvial deposits; Paleogene (2-4): 2 — acid ignimbrites, 3 — gneiss breccia-conglomerates, 4 — marble breccia-conglomerates with marble olistoplakas; crystalline foundation (5-8): 5 — marbles, calc-schists, epidote-biotite and chlorite-muscovite schists, 6 — Smiljan granite (with xenolithes of marbles, amphibolites, two-mica gneisses and gneiss-schists), 7 — biotite gneisses, gneiss-schists, amphibolites and coarse-grained marbles (the marbles — close lines), 8 — biotite gneisses; 9 — normal fault; 10 — nappe line; 11 — bedding; 12 — schistosity

Арда и Черешовска. На 1 km югозападно от с. Кошница два неголеми фрагмента от алохтонни мрамори са откъснати по ерозионни причини от основното тяло. Източният от тях е свлечен на юг по съвременния склон, вероятно поради което е раздробен блоково.

Алохтонният блок е изграден от дебели пачки мрамори и шисти — карбонатни, серицит-мусковитови и епидот-биотитови. Характерно за мраморите е, че са ситнозърнести, обикновено с масивна текстура и сиви на цвят. По тези си белези, както и асоциацията им с шистите, те се отличават от мраморите, които се намират под навлачната повърхнина. Автохтонният блок включва в по-ниските части на разреза дребно- и среднозърнести биотитови гнайси с прослойки или тънки пачки от амфибол-биотитови гнайси и амфиболити. Високите части са заети от биотитови и двуслюдени гнайси, гнайсошисти, амфиболити и различно дебели пачки и лещи от бели едрозърнести мрамори. Смилянският гранит е внедрен сред автохтонните метаморфити — наблюдават се ясни секущи отношения и значителни по размери ксенолити от мрамори или амфиболити, гнайсошисти и мрамори. Впрочем големи ксенолити освен изобразените на фиг. 1 са показани мащабно на картата на К о ж у х а р о в (1984).

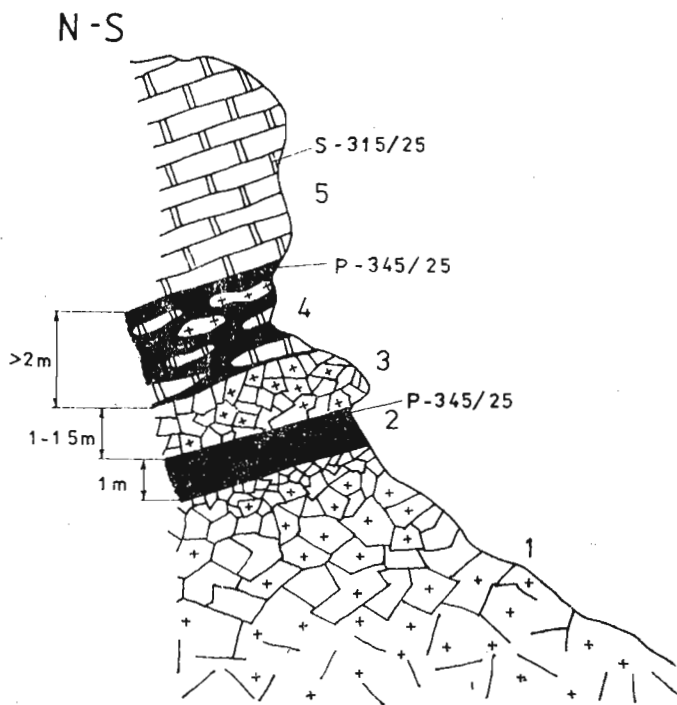
Навлачната повърхнина се бележи от няколко метра катаклазити, в които се срещат и милонитни „слоеве“. Тя е добре разкрита и особено илюстративна в участъка между с. Смилян и Полковниксерафимовския дол, при с. Кошница, при махала Черешово и много други места. Така например в склона над източния квартал на с. Смилян зоната на тектонска деформация е с дебелина 4—4,5 m (фиг. 2). Непосредствено под алохтонните мрамори се намира пакет от различно големи „будини“ от катакlastични мрамори, шисти и гранити, които са облечени от милонити с изменява дебелина от няколко до 10—20 cm. Милонитен „слой“, дебел около 1 m, се установява по-ниско в гранита. На други места тези слоеве имат по-малка дебелина, а броят им е непостоянен (при махала Черешово е само един, в изкопа на шосето на 500—700 m западно от Полковниксерафимовския дол — няколко слоя). Зоната на катакlastична промяна е по-добре проявена и многократно по-дебела в скалите на автохтона независимо от състава и произхода им. Обяснението на този факт се свързва с влаченето на алохтонните мрамори и шисти не само по сръзваща, но и върху денудационна повърхнина, т. е. върху дневната повърхнина на заварения палеогенски релеф. Поради това следва да се допусне, че напукаността на скалите в автохтона е по-интензивно проявена още при разрушаването в условията на донавлачната изветрителна кора. В полза на такова твърдение е липсата на закономерна връзка на ориентацията на пукнатините по отношение на посоката на навличане.

Навлачната повърхнина затъва на север с наклони в границите на 15—32°. В единични случаи и на кратки разстояния са измерени наклони от 35°. Директно измерените ъгли са, както следва: 28—30° на 500—700 m западно от Полковниксерафимовския дол; 25° при източния квартал на с. Смилян; 32° при махала Черешово. Определени по аналитичен път за участъци с дължина 1—4 km, наклоните са още по-малки — 15° за участъка между Малкоречкия и Големомогилския разсед, 16° за участъка, разположен на южния склон на долината на р. Арда югоизточно от с. Кошница, и 25° за фрагмента, намиращ се югозападно от същото село.

Приведените факти недвусмислено показват, че описаното нарушение притежава белезите на типичен навлак. Неслучайно в миналото той е назоваван Чокмански, Смилянско-Триградски (Г ъ л ъ б о в, 1938; 1941) или Смилянски навлак (С т е ф а н о в, 1973; С т е ф а н о в и др., 1974).

Второто субекваториално нарушение, Големомогилският разсед, се следи на разстояние около 4 km — от изкопа на шосето гр. Рудозем — с. Смилян до 500 m западно от Полковниксерафимовския дол, южно от вр. Голямата могила, по южния склон на рида Кавгаджика на изток докъм шосето гр. Рудозем — гр. Смолян. Авторът не разполага с лични наблюдения и не може да вземе отношение по въпроса, дали разседът продължава през долината на р. Арда на изток, така както утвърждава К о ж у х а р о в (1971). Разседът се установява по геоложки отношения. Добре изразен е и морфоложки на изток от Полковниксерафимовския дол, където се намира стръмен скален

откос. Южно от рида Кавгаджика ходът на разседа се бележи от серия характерни седловини. Лежащото крило е изградено от биотитови гнайси и смилянски гранит, а висящото — освен от същите гнайси и от алохтонни мрамори и палеогенски мраморни брекчоконгломерати. Разседнатата повърхнина е доста стръмна — 75—80°/С. Ампли-



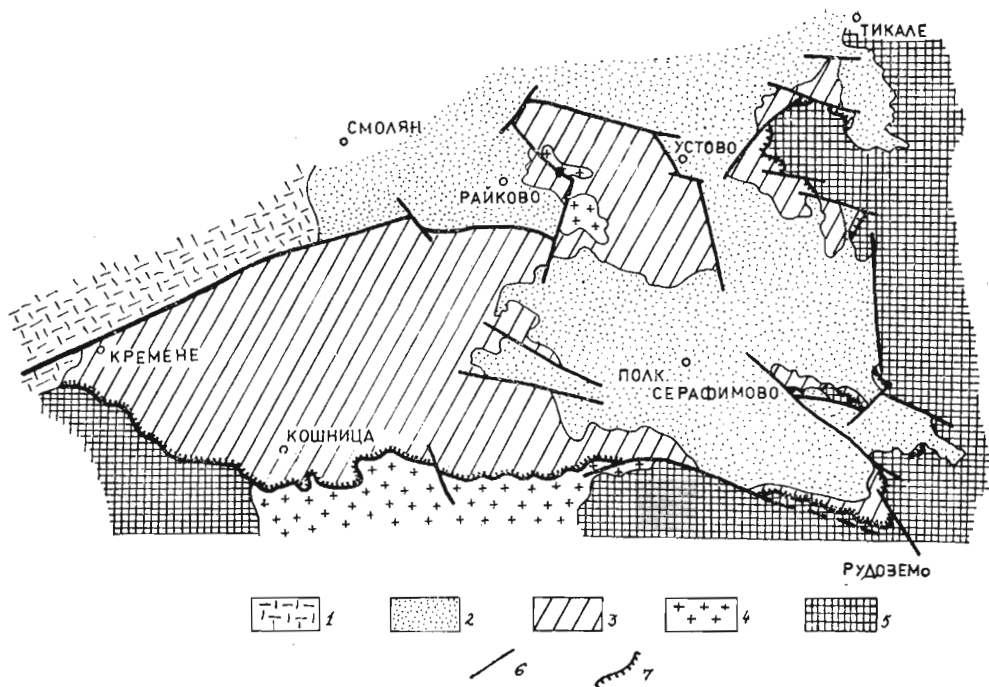
Фиг.2. Рисушка на навлачната повърхнина в левия склон на долината на р. Арда 1,25 km източно от центъра на с. Смилян: 1 — Смилянски гранит, по-катакlastичен към навлачната повърхнина; 2 — милонитизиран гранит; 3 — катакlastичен гранит; 4 — милонит, включващ сплеснати късове от катакlastичен гранит и мрамор; 5 — дребнозърнести мрамори; P — положение на горната повърхнина на милонитен „слой“; S — шистозност

Fig. 2. Drawing of the nappe surface on the left slope of the valley Arda, 1,25 km east of the center of the village of Smiljan: 1—Smiljan granite more strong kataclastic near nappe surface; 2 — mylonitized granite; 3 — kataclastic granite; 4 — mylonite including flattened fragments of kataclastic granite and marble; 5 — small-grained marbles; P — position of the face of the mylonite "bed"; S — schistosity

тудата, определена по нарушената навлачна равнина и дълбочината на ерозионния срез, е над 200 m. Неголям участък от разседа западно от местността Барамлиево (западно от вр. Голямата могила) е установен от Нафтали и Срънчелиев (1986). Според тях обаче нарушението не достига до палеогенските седименти на изток, а на запад се проследява до с. Смилян.

### Тектонско положение на мраморите и шистите в регионален план

Мрамори се разкриват на неголеми площи по периферията на т. нар. „Смолянско палеогенско понижение“ (фиг. 3). Някои техни разкрития — при махала Кокорци (Кокорски навлак според Нафтали и Срънчелиев, 1986), южно от махала



Фиг. 3. Тектонска скица на Чокмановската клипа: неоавтохтон, палеоген (1—2): 1 — кисели игнимбри; 2 — седиментни и вулканогенно-седиментни скали; 3 — алохтон — мрамори и шисти; автохтон (4—5): 4 — Райковски (а) и Смилянски (б) гранит, 5 — гнайси, гнайсошисти, амфиболити, мрамори  
 Fig. 3. Tectonic sketch of the Chokmanovo klippe: neoautochton, Paleogene (1—2): 1 — acid ignimbrites, 2 — sedimentary and volcanogenic-sedimentary rocks; 3 — allochton — marbles and schists; autochton (4—5): 4 — Rajkovo (a) and Smiljan (b) granites, 5 — gneisses, gneiss-schists, amphibolites, marbles

Лъка, при кв. Влахово и южно от с. Тикале, са известни от публикацията на Московски и Иванов (1980). Други са новоустановени — северно от Малка река, северозападно от махала Боево (Московски, 1992). Структурното положение на мраморите в посочените места е еднакво, касае се за навлачна суперпозиция спрямо гнайсовата подложка. Различия се установяват в ориентацията на навлачната повърхнина, която североизточно от махала Боево е субхоризонтална или слабо наклонена на югозапад, южно от махала Лъка и при кв. Влахово затъва на запад, а южно от с. Тикале — на север, като наклоните не надминават  $30^\circ$ .

В района на кварталите Устово и Райково и южно от новия и стария център на гр. Смолян разпространението на алохтонните мрамори и шисти се ограничава на север от палеогенските седиментни и вулкански скали с многобройни различно ориентирани разломи, преобладаващата част от които са разседа. Отделни фрагменти от мрамори остават вън от разломната рамка на повърхността източно от кв. Райково и в дълбочина, под палеогенската покривка<sup>1</sup>, западно от гр. Смолян (Стефанов и др., 1974; устно съобщение на Ив. Христов, 1989, от „Редки метали“, гр. Смолян).

Палеогенските скали са показани на тектонската скица (фиг. 3) като неоавтохтон, тъй като те покриват несъгласно както алохтонните мрамори и шисти, така и автохтонните гнайси. В северния борд на Смолянското понижение, в района на летовище Пампорово и селата Стойките, Солица и Гела също се разкриват мрамори в алохтонно положение. За разлика от мраморите и шистите, разположени на юг от квар-

<sup>1</sup> Сондирането приключва с навлизането в мраморите. Данните не позволяват да се реши еднозначно принадлежността на мраморите към подложката на палеогенските скали. Възможни са и случаи те да представляват олистоплаки.

талите Устово и Райково и стария център на гр. Смолян, те имат други структурни отношения с палеогенската покривка, тъй като с предните (южните) си части са интегрирани в палеогенския разрез (Московски и Иванов, 1980; Московски, 1991). Следователно алохтонните мраморни маси, наблюдавани в подложката или бордовете на Смолянското палеогенско понижение, не са единна алохтонна пластина, а множество отделени един от друг фрагменти. Очевидно е, че алохтонните мрамори и шисти, разкриващи се широко в долината на р. Черна и на юг до долините на реките Арда и Черешовска, прекъсват разпространението си в северна посока вътре в пространството на Смолянското понижение, дълбоко под палеогенската покривка. Те изграждат една безкоренна алохтонна пластина — известната вече Чокмановска гравитачна клипа (Московски, Иванов, 1980; Московски, 1991). Нейната южна ограничителна линия е възприемана в някои по-раншни изследвания като чело на навлак (Гълъбов, 1938, 1941; Стефанов, 1973, и др.).

## Обсъждане на резултатите

Не е основателно твърдението на Нафтали и Срънчелиев (1986), че алохтонът на т. нар. „Кавгаджикски навлак“ е изграден от „долната седиментна задруга“ на палеогена. В действителност в алохтонно положение се намират мрамори, които са покрити несъгласно от палеогенски мраморни брекчоконгломерати. Аналогичен е строежът и на „Кокорския навлак“ северно от Малка река. Още по-неприемливо е да се утвърждава, че „Кавгаджикският навлак“ е клипа на „Кокорския“, дори само поради факта, че по-голямото не може да бъде част на по-малкото. Цитираните „навлаци“ са части на Чокмановската клипа, която по източния си фланг е разкъсана от разломи, а допалеогенската денудация и палеогенската покривка маскират нейната цялост. Тази представа се основава не само на резултатите от детайлното геоложко картиране (Московски, 1992), но и на данните от сондирането при с. Полковник Серафимово, където под дебелията 582 m палеогенска покривка следват алохтонни мрамори (устно съобщение на Ив. Христов, 1989).

Структурното положение на Райковския и Смилянския гранит е различно. Райковският гранит неправилно беше изобразен като тектонски прозорец под мраморите и шистите на Чокмановската клипа (Московски, Иванов, 1980). При специализираните изследвания в района на с. Арда, гр. Лъки, кв. Райково и др. се установи, че гранитите по посочените места и мраморите и шистите имат еднаква структурна позиция — те са части на алохтонни пластини за разлика от Смилянския гранит, който се намира в автохтона на Чокмановската и Бориковската клипа (Московски, 1991). Така че проблемите на Райковския и Смилянския гранит не са свързани пряко със структурната им позиция в алпийската тектоника, а с тяхната собствена датировка и хронизирането на тази основа на тектонските събития. Възприеме ли се твърдението на Kolkovski (1989) за горнокредна възраст на двата гранита, става възможно стесняването на темпоралната вилка по отношение времето на формиране на централно-родопските блокови навлаци след внедряването на гранитите и преди палеогенската седиментация. В същия интервал непосредствено преди седиментацията започва началната фаза на проявяване на гравитачната тектоника, която се характеризира най-общо с реактивацията на блоковете навлаци и образуването на безкоренни алохтонни пластини от типа на Чокмановската клипа.

Мраморните ксенолити в Смилянския гранит се използват от Нафтали и Срънчелиев (1986), за да се аргументира невъзможността мраморите между гр. Рудозем и с. Смилян да участват в навлачно нарушение. Нещо повече, с присъствието на ксенолити се обосновава разседният характер на граничната повърхнина мрамори — гранит. Твърдението обаче е неубедително, защото за същите автори има само един тип мрамори. Ксенолитите в Смилянския гранит са изградени от едрозърнести мрамори, асоцииращи с гнайси, гнайсошисти и амфиболити. Това е факт, отразен и в картата на Кожухаров (1984). Алохтонните мрамори се съпътствуват от шисти. Те не се срещат като ксенолити в Смилянския гранит.

Челната линия на Чокмановската клипа е изобразена като разсед на новата геоложка карта на НРБ в М 1:500 000 (1989). Страничната навлачна линия, която ограничава клипата от изток въобще не е отчетена. Възможно е тази картина да следва неправомерната екстраполация на Големомогилския разсед в голям „Смилянски разсед“, както това е направено от Нафтали и Срънчелиев (1986). Възможно е да се следва отдавна известната представа на Кожухаров (1965, 1971, и др.) за Смилянска разломна зона. Липсата на навлачната линия, която беше описана тук и е показана на геоложката карта на НРБ от 1960 г., изглежда, не е случайна. На новата карта не се виждат и всички потвърдени или новоустановени след 1979 г. блокови навлаци и безкоренни гравитачни клипи в рамката на Централните Родопи (Иванов и др., 1979, 1980, 1984; Московски, Иванов, 1980, 1986; Московски, 1989). А това са основни структури, които определят облика на младата алпийска тектоника.

## Заклучение

Наблюдаваното нарушение между гр. Рудозем и махала Надарци (източно от с. Киселичево) е челна линия на голяма безкоренна пластина — Чокмановска гравитачна клипа, чиято разкрита площ достига 80—85 km<sup>2</sup>, а дебелината ѝ — до 1000 m. Навлачната линия е нарушена от Големомогилския разсед на кратко разстояние.

## Литература

- Геоложка карта на НР България. М 1:500 000. 1960. Съставител Й. Йовчев. Изд. ГУГОЗН, С.
- Геоложка карта на НР България. М 1:500 000. 1989. Редактори: Г. Чешитев, Ил. Кънчев. Изд. КГ-ПГПК.
- Гълъбов, Ж. 1938. Родопският кристалинен цокъл в поречието на Горна и Средна Арда. — *Geologica Balc.*, 3, 1, 28—30.
- Гълъбов, Ж. 1941 Върху тектониката и морфологията на Родопския дял Карабалкан. — *Изв. Бъл. геогр. д-во*, 8, 61—116.
- Иванов, Ж., С. Московски, Кр. Колчева. 1979. Основные черты в строении центральных частей Родопского массива. — *Geologica Balc.*, 9, 1, 3—57.
- Иванов, Ж., С. Московски, Д. Димов, Кр. Колчева. 1980. Литостратиграфическое расчленение метаморфических пород автохтонного комплекса в Централных Родопях между верхним течением р. Чепеларской и долиной р. Вычи. — *Geologica Balc.*, 10, 3, 3—30.
- Иванов, Ж., С. Московски, К. Колчева, Д. Димов, Л. Клайн. 1984. Геологическое строение Централных Родоп. I. Литостратиграфическое расчленение и особенности разреза метаморфических пород в северных частях Централных Родоп. — *Geologica Balc.*, 14, 1, 3—42.
- Кожухаров, Д. 1965. Структура на кристалина в Централните Родопи. — *Изв. НИГИ*, 2, 131—167
- Кожухаров, Д. 1971. Разломни структури. — В: *Тектонски строеж на България*. С., Техника, 122—127.
- Кожухаров, Д. 1984. Литостратиграфия докембрийских метаморфических пород Родопской супергруппы в Централных Родопях. — *Geologica Balc.*, 14, 1, 43—88.
- Московски, С. Н. 1989. Третичная гравитационная тектоника на территории Южной Болгарии. — XIV конгр. КБГА, Тезисы докладов, С., 411—414.
- Московски, Ст. 1991. Бориковската клипа при с. Арда, Смолянско, в светлината на гравитачната тектоника в Централните Родопи през палеогена. — *Год. Соф. унив., геология*, 80, 1, 9—22.
- Московски, Ст. 1992. Литостратиграфия на палеогенските седиментни скали и олистостромните образувания в Смолянския басейн на юг от р. Черна. — *Год. Соф. унив., геология*, 83, 1, 1—22.
- Московски, Ст., Ж. Иванов. 1980. Олистостромни образувания в палеогенските седименти от източните части на Смолянския басейн. — *Геотект., тектонофиз. и геодин.*, 12, 3—26.
- Нафтали, Л., Г. Срънчелиев. 1986. Навлачен тип структура в северозападната част на Маданското рудно поле. — *Рудообраз. процеси и минер. находища*, 23, 15—25.
- Стефанов, Н. 1973. Основни разломни структури в Смоляската депресия. Централни Родопи. — *20 години ВМИ*. Сб. докл., 2, 48—55.
- Стефанов, Н., Д. Бахнева, Св. Чернявска 1974. Върху литостратиграфията и възрастта на терциерните седименти и вулканити в южната част на Централните Родопи. — *Изв. Геол. инст. Сер. страт. и литол.*, 23, 91—109.
- Kolkovski, B. 1989. Upper Cretaceous ore mineralizations in the Bulgarian part of the Rhodope Massif. — *Geologica Rhodopica*, 1, 505-516.

(Постъпила на 28. IV. 1990 г.)