

МОРФОСТРУКТУРНО РАЗВИТИЕ НА МОМИНОКЛИСУРСКИЯ ПРАГ**Х. Борисов**

Моминоклисурският праг се ограничава по протежение на долината на р. Марица от Горнотракийската низина и Долнобанската котловина. Той е част от западната ограда на Горнотракийската низина и е свързващо стъпало между Рила планина и Средногорието.

Морфоструктурната история на Моминоклисурския праг е тясно свързана както с поведението на Маришкия дълбочинен разлом, така и с геотектонското развитие на Родопите и Рила планина.

През последните години във връзка с кондиционното геоложко и геоморфоложко картиране на Западните Родопи и Източна Рила бяха събрани достатъчно данни за Севернородопската разломна зона в участъка на Моминоклисурския праг. Всичко това позволява да се проследят етапите на неговото развитие и свързаните с тях структурни и орографски форми. Морфоструктурното проучване на Моминоклисурския праг до известна степен е продължение на изследванията на севернородопския склон в западна посока (от Ж. Гълъбов, К. Мишев и Ив. Вапцаров (Гълъбов, Мишев, Вапцаров, 1972).

През неогена участъкът между гр. Белово и с. Долна баня показва значителна тектонска активизация, като по неговото протежение се създават редуващи се положителни и отрицателни структурни форми: Беловски хорст, Сестримски грабен, Трифонов хорст и Габровишко-Долнобански грабен. Пониженията се изпълват с моласови утайки, които в Сестримската морфоструктура достигат дебелина до 133 м, а в Долнобанската — до 550 м. Седиментите са отложени, както върху метаморфни скали, така и върху утайките на палеогена. По литофациални особености седиментите на плиоцена се разделят на три задруги. Първата задруга е съставена предимно от полигенни, слабо споени брекчоконгломерати. Късовете в тях са от гранити, гнайси, амфиболити, мрамори и кварц. Дебелината на тази задруга е около 150 м. Втората задруга представлява алтернация на едрозърнести пясъчници, дребнокъсов конгломерат, гравелити, глинни и въглища. Максималната ѝ дебелина достига до 200 м в Костенецкия грабен и 70—80 м в Сестримския. По данни на Н. Попов и др., 1956) и М. Грънчаров (Грънчаров, 1961) в нея са намерени ос-

танки от бозайници (челюсти, бивници, зъби), от *Mastodon borsoni*, също фосили от риби и листа от плиоценска растителност (Коен, 1936). Поленовите спектри от проби, взети от сондажите, също подкрепят плиоценската възраст на утайките (Хаджиев, 1972). Третата задруга се представя от груби покривни брекчоконгломерати. Надморската височина на повърхността на плиоценската моласа в двата грабена е 620—650 м. Върху фацеса на утайките пред вид малката ширина на басейните — от 1,5 до 5 км, е влияла големината на речната мрежа. Срещу устията на р. Яденица, Крива река и Стара река (Костенецка) се наблюдават само груби брекчоконгломерати, а при по-малките реки преобладават грубозърнести пясъчници. Скалният и минералният състав на късовете и спойката показват, че притокът на теригенната маса е ставал от юг, откъм Рило-Родопския блок.

Беловската и Трифоновата морфоструктура през плиоцена се развиват като вътрешни, конседиментационни блокове, върху които езерните води формират широки абразионни площадки. Към края на плиоцена те се покриват от груба седиментна покривка, състояща се от чакъли и валуни. Тя съответствува на горната брекчоконгломератна задруга. И двата блока днес имат еднаква височина (650—700 м), като леко са наклонени от юг на север.

Положителните и отрицателните морфоструктури се ограничават от надлъжни и напречни нарушения. Към надлъжните се отнасят Сестримският и Габровишкият разсеци. Освен тези дислокации в метаморфните скали се наблюдават и други, по които няма видими междублокови размествания.

Сестримският разсед е най-важната разривла, южновергентна структура, частично унаследена и активизирана в отделни отсечки. Има посока 110—140°. Той ограничава от юг плиоценските басейни. По него се разкъсва целостта не само на метаморфните скали, но и на палеогенските седименти. Сестримският разсед на изток се свързва с вътрешния разломен сноп, ограничаващ Бесепаро-Калояновското стъпало от юг (Гълъбов, Мишев, Вапцаров, 1972).

Габровишкият разсед е преднеогенска руптура, също активизирана на отделни участъци през плиоцена. Той ограничава от север плиоценските басейни и се проследява от с. Семчиново, южно от Белово, и с. Сестримо и през с. Габровница продължава на запад към с. Долна баня. В източна посока той се свързва непосредствено с външния разломен сноп на Бесепаро-Калояновското стъпало (Гълъбов, Мишев, Вапцаров, 1972). Площта, заключена между Сестримския и Габровишкия разсед огражда Беловско-Долнобанската морфоструктура, която е част от Бесепаро-Калояновското стъпало. Последното продължава на запад по целия северен склон на Рила планина, като включва всички плиоценски басейни и разделящите ги конседиментационни напречни блокове. Смятаме, че е по-уместно да го наречем Подножно морфоструктурно стъпало, тъй като действително то се явява подножие на Родопите, Рила и Пирин планина. Негово-

то структурно образуване е станало през плиоцена, а морфографската му изразителност се оформя през кватернера, когато цялата ивица от грабени и хорстове се издига на 250 м над съвременната алувиална повърхност на Горнотракийската низина.

Напречните нарушения в изследвания район са с посока 35—40°. Те отделят грабените от вътрешните напречни блокове. Тук се отнасят Яденишкият, Ошляшкият и Кръсташкият разсед.

В края на плиоцена става пълно осушаване на плиоценските басейни и формиране на обширна акумулативно-абразионна повърхнина, простираща се от с. Долна баня до с. Варвара, включваща и вътрешните блокови морфоструктури, леко завоалирани от чакъли и валуни.

През кватернера се осъществява интензивно издигане на цялата грабен-хорстова ивица. Главните нарушения, които контролират и ограничават блоковото формиране на ивицата, са отново Сестримският разсед (вътрешният разломен сноп по Гълъбов, Мишев, Вапцаров, 1972) и Беловско-Очушкият разсед (външен разломен сноп).

Активизацията на Сестримският разлом беше установена по разкъсването на целостта на плиоценските седименти, южно от с. Голямо Белово в м. „Орела“. Източно от същото село няма пълно унаследяване на разлома, който е ограничавал Сестримския грабен през плиоцена. Оформи се ново нарушение на около един км по север, като южно от него седиментите на плиоцена се наблюдават на 780—800 м височина, а северно — на 620 м.

Беловско-Очушкият разсед е също преднеогенско нарушение, неравномерно активизирано през този етап. От изток на запад той се проследява от минералните извори при с. Малко Белово, по долината на р. Марица между Белово и с. Габровница и се свързва с разлома по долината на р. Очуша. В най-източната си част той отделя Подножното стъпало от Тракийската депресия, обаче между Белово и с. Габровница се проявява като „мъртва“ структура, по която не се осъществява междублоково разместване, а по-скоро старата интензивна тектонска обработка на скалите улеснява ерозионното всичане на р. Марица.

От напречните дислокации през този етап се активизират северното продължение на Яденишкия разлом. Той огражда от запад Тракийската депресия.

Липсата на седименти в Подножното стъпало възпрепятствува точното датирание на неговото развитие, но в замяна на това тук са много добре развити кватернерните тераси. По двата долинни склона, особено по южния скат, терасите са много добре запазени. Бяха установени две нива, пет надзаливни и две заливни тераси.

Особено изразителни са двете старокватернерни нива на 135—150 м и 210—240 м относителна височина. Същите се корелират с известните левантийски абразионни нива на 420—440 м и 530—550 м абсолютна височина (Гълъбов, 1966, Гълъбов, Мишев, Вапцаров,

Таблица 1

Тераси в метри	Река Марица				
	Белово	Мом. клисура	Крива река	Орташка р.	р. Габровница
T _{0H}	1,5	—	—	—	2,0
T _{0B}	3,5—4	—	—	—	3,5
T ₁	7,9	13,7	16,1	10,0	10,5
T ₂	21,6	18,2	21,7	23,5	21,8
T ₃	33,0	35,0	31,9	33,5	32,2
T ₄	60,5	68,4	57,5	62,7	63,2
T ₅	94,6	91,2	101,7	103,2	102,6
T ₆	145,0	136,0	150,0	138,0	137,0
T ₇	235,0	220,0	210,0	225,0	—

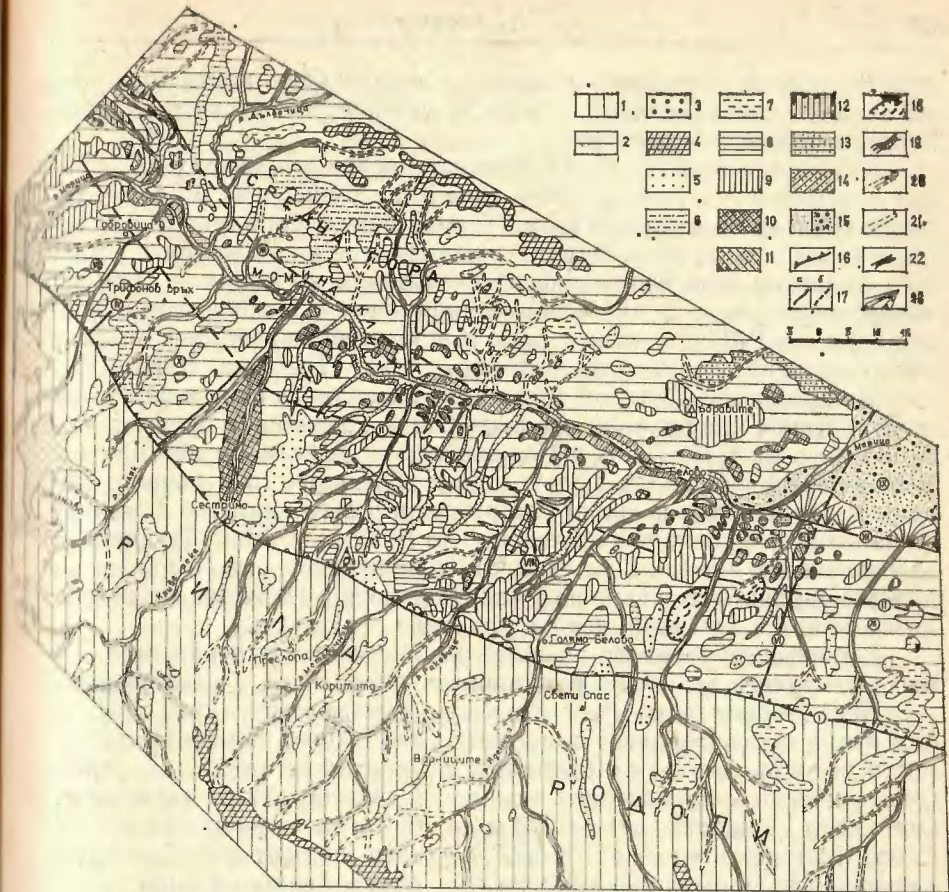
1972). Тъй като те са формирани върху доказани плиоценски седименти, се отнасят към кватернера.

Най-високото кватернерно ниво се наблюдава на 50 м под плиоценската акумулативна повърхнина на височина 620 м в района на с. Габровница и Трифоновия хорст; на около 610 м северно от с. Сестримо, като в източно направление се понижава до 560 м при с. Семчиново. Западно от с. Голямо Белово то е в голяма степен унищожено от р. Яденица и нейните притоци, обаче на изток между р. Язовица и р. Староселска заема билата в м. „Голосека“ и м. „Градицето“.

Второто старокватернерно ниво на височина 120—140 м над съвременното речно легло се понижава от запад на изток от 530 м при гара Сестримо на около 470—480 м южно от с. Момина клисура до 450—460 м южно от с. Семчиново.

Надзаливните тераси, които се разкриват в интервала между 100 м относителна височина и съвременното речно легло, в общи линии съответствуват на кватернерната терасна схема, валидна за нашата страна. В техните тилни части се наблюдават заоблени чакъли и валуни, което подсказва един смесен ерозионно-акумулативен генезис. Най-добре от всички тераси е запазена първата надзаливна тераса. При нея се установява едно повишаване на височината ѝ до 16,1 м в района на гара Сестримо и понижаване на запад към с. Габровница до 10,5 м и на изток към Белово до 7,9 м. Върху нея е запазена алувиална покривка със средна мощност до 2,5 м. Под ВЕЦ „Момина клисура“ се наблюдава следният профил: 9,5 м цокъл от мрамори, нагоре по профила следва 1,5 м леглов алувий, съставен от валуни, чакъли, гравий и едрозърнест пясък, покрит от 0,4 до 0,5 м слабо споена песъчливо-глинеца маса, върху която е образувана 0,3 м ливадна почва.

Двете заливни тераси имат фрагментно развитие, изградени са изцяло от груб леглов алувий. Отделянето на тези тераси, особено



Фиг. 1. Мофоструктурна карта на Моминоклисурския праг

А. Морфоструктурни зони: 1 — част от Рило-Родопския морфоструктурен блок; 2 — подножно морфоструктурно стъпало; 3 — горнотракийска низина; Б. Морфостратиграфски нива: 4 — горно-палеогенска-долномиоценова заравненост; 5 — плиоценска акумулативна повърхнина; 6 — плиоценска абразивна повърхнина; 7 — плиоценска ерозионно ниво; 8 — старокватернерно ниво на 220—240 м; 9 — старокватернерно ниво на 130—150 м; В. Речни тераси: 10 — тераса на 91—102 м; 11 — на 57—68 м; 12 — на 31—35 м; 13 — на 18—23 м; 14 — на 8—16 м; 15 — заливни тераси: а) ниска, б) висока; Г. Структурни форми: 16 — разлом, разграничаващ морфоструктурните зони; 17 — а) активизирани разломи през плиоцена, б) неактивизирани разломи; Д. Гравитационни форми: 18 — свалачице; Е. Ерозионни форми: 19 — в сечена долина; 20 — планински доз; 21 — суходолне; 22 — ровина; 23 — наносен конус; Ж. Геоложки структури, изграждащи морфоструктурно стъпало, а) разломи: I — Сестримски; II — Габровнишки; III — Беловско-Очушки; IV — Кръсташки; V — Оляшки; VI — Яденишки; б) грабени: VII — Габровнишки, Долнобански; VIII — Сестримски; IX — Горнотракийски; а) хорстовете: X — Трифонов; XI — Беловски

Fig. 1. Morphostructural map of the Mominaklisura threshold.

А. Morphostructural zones: 1 — parts of Rila and Rhodope morphostructural block; 2 — Mountainfoot morphostructural step; 3 — Upper-Thracian morphostructure; Б. Morphostratigraphic levels: 4 — Upper Paleogene and Low Miocene surface; 5 — Pliocene accumulative surface; 6 — Pliocene abrasion surface; 7 — Pliocene erosion level; 8 — Old Quaternary level at 220—240 m; 9 — Old Quaternary level at 130—150 m; В. River terraces: 10 — a terrace of 91—102 m height; 11 — of 57—68 m; 12 — of 31—35 m; 13 — of 18—23 m; 14 — of 8—16 m; 15 — flood plains: a) low and b) high; Г. Structural forms: 16 — a fault, dividing the morphostructural zones; 17 — a) activated faults in the Pliocene, non-activated faults; Д. Gravitational forms; 18 — Landslides; Е. Erosional forms: 19 — incised valley; 20 — glen; 21 — dry valley; 22 — hollow; 23 — dejection cone; Ж. Geological structures; composing the mountainfoot morphostructural step a) faults, I — Sestrimo, II — Gabrovnitsa, III — Belovo and Ochusha, IV — Krastash, V — Oshlak, VI — Yadenitsa; б) grabens, VII — Gabrovo and Dolna banya, VIII — Sestrimo, IX — Upper Thracian plain; а) horsts, X — Trifon and XI — Belovo.

при Белово, се затрудни поради наличието на бент, който повишава на запад тяхната височина и води до сливане на високата заливна тераса с първата надзаливна.

Установяването на двете старокватернерни нива върху плиоценски седименти и метаморфити на една и съща височина и целият терасен спектър по долината на р. Марица внасят допълнителна яснота относно общото морфоструктурно развитие на Родопите и Рила. Без съмнение тези факти внасят значителна корекция в броя на плиоценските нива, в тяхната височина както в Подножното стъпало, така и в Рило-Родопския блок и не съответствуват във възрастово отношение на устиновената схема у нас (Гълъбов, 1966).

В настоящата работа се приема, че съществува една плиоценска акумулативна повърхнина на 620—650 м височина и абразионно-речно ниво на 650—700 м в Подножното стъпало и Средногориято. В Рило-Родопския блок акумулативно-абразионното и речното ниво се явява на 800 м южно от Сестримския разсед, като по поречията на реките се повишава постепенно до 1000 м височина. Причината за различната височина на единното плиоценско ниво се дължи на диференцираното издигане на Рила, Родопите и Подножното стъпало по линията на Сестримската разломна структура.

В морфоструктурното развитие на Моминоклисурския праг ясно се открояват два етапа на развитие: плиоценски и кватернерен.

През първия етап Рило-Родопският морфоструктурен блок е бил ниска суша, вероятно в първите 100—200 м в периферията, за което може да се съди по сегашните разкрития на морски и езерни горноеоценски и олигоценски седименти. Олигоценските седименти, които сега се наблюдават от 700 м до 1650 м по северния склон на Рила, имат наклони от 20 до 55°, тяхната концентрична ориентация около планината също показва, че изкорубването е било много интензивно към централните части и постепенно е затихнало към периферията. По същия начин вторично се изменят и текстурите на течение в Рило-Западнородопския граничен батолит. Именно този сводов характер на вертикалните движения, имащи за постоянен базис плиоценските басейни, позволява да се моделира около тях тясна абразионна равнина, която сега се наблюдава по северния склон на Рила и Родопите. Към същия езерен базис се привързва речна плиоценска тераса, която навлиза дълбоко по долините на р. Яденица, Крива река, р. Чепинска и всички други родопски реки. Никъде това ниво няма характер на обширна ерозионна денудационна заравненост, която да заеме билни части на планината, защото речната вода е била принудена да изразходва своята енергия само за удълбаване на речните долини. На север от Габровишкия разлом Средногорският блок е бил по-стабилен, без ясно изразени вертикални движения. Тук речната ерозия създава долинни коридори на височина 650—700 м, добре запазени по поречията на р. Дълбо

чица, северно от Костенец, и по поречието на р. Марица от с. Габровица до Белово.

Парагенетичното изследване на литофациалния пълнеж на негативните морфоструктури (Сестримската и Долнобанската) и съседните сводово-блокови структури на Рила и Родопите позволява да се даде най-вярна и последователна картина на тяхното морфоструктурно развитие през плиоцена.

Във вертикалния разрез на плиоценските утайки е отразен неравномерният ход на тектонските движения. В началото на етапа бързото изменение на височинната разлика между сводовите морфоструктури и басейните улеснява удълбаването на речните долини и износа на груби теригенни продукти, които образуват долната брекчоконгломератна задруга. Неравномерният тектонски режим се откроява и във втората песъчливо-глинеца задруга. Двете задруги отговарят на един завършен морфотектонски цикъл, довел до формиране на единно акумулативно-абразионно-речно ниво с плиоценска възраст.

Следващият етап започва в края на плиоцена и началото на кватернера, когато се отлага горната, много груба, брекчоконгломератна задруга, която покрива като шлейф басейните и абразионно-ерозионните нива. Вертикалното издигане продължава с още по-голям размах не само в Рило-Родопския морфоструктурен блок, но обхваща и плиоценската хорстово-грабенова ивица, като тя се издига с 250 м. Убедителни данни за такъв вертикален подем дават кватернерните нива и тераси. . . . Така около Родопите и Рила планина се формира подножно стъпало като ясно обособена морфоструктурна зона, обединяваща в себе си грабени и разделящи ги напречни блокове с конседиментационно развитие. От тази зона неразделна част се явява и Моминоклисурският праг. По същото време Рило-Родопският морфоструктурен блок поради по-интензивния и диференциран подем на тектонските движения се оформя като огромен свод, заобиколен от Подножното стъпало. Разломът между двата морфоструктурни блока има конерозионно развитие. Ако се имат пред вид разкритията на плиоцена в м. „Орела“, които днес се наблюдават на 800 м височина, и съвременната алувиална повърхност на Тракийската низина, намираща се на 300 м, очевидно е, че само през кватернера периферията на Рило-Родопския блок се издига с 500 м. Общо за неотектонския етап, обхващащ плиоцена и кватернера и като се има пред вид сводовият характер на издигането и се вземе за база горнопалеогенско-долномиоценската заравненост, сумарният ефект е към 1500—1600 м. С такова енергично издигане може да се обясни заледяването в Рила планина през кватернера.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бончев, Е. 1961 — Бележки върху главните разломни структури в България. Трудове върху геологията на Б-я, серия стратигр. и тектоника, кн. II, София.
2. Бояджиев, Ст., 1961/1962 — Метаморфните скали в Западните Родопи. Приноси към геологията на Б-я, т. I.
3. Грънчаров М., 1961 — Бележки върху геологията на Костенец-Сестримската област с оглед към някои тектонски въпроси. Списание на БГД, 22, кн. 1.
4. Гълъбов, Ж., 1966, — Родопи. География на Б-я, Физическа г-я, т. 1.
5. Гълъбов, Ж., К. Мишев, И. Вапцаров, 1972 — Морфоструктурно развитие на севернородопския склон между долините на реките Яденица и Чепеларска. Проблеми на геогр. в НРБ, София.
6. Коен, Е. Р., 1936 — Геологични проучвания на областта между с. Костенец, с. Габровица и с. Сестримо с оглед на петролгеологията, Спис. на БГД, 8, кн. 1.
7. Спиридонов, Х., 1975. Морфотектоника на северните склонове на Източна Рила и част от Западните Родопи. Дисертация.

MORPHOSTRUCTURAL DEVELOPMENT OF THE MOMINAKLISURA THRESHOLD

Hernani Borisov

The Mominaklisura threshold is the linking morphostructural step between the Rilo-Rhodopes block and the Srednagora range. In process of studying its morphostructures, deposits and correlative surface forms two stages were clearly distinguished in its development: Neogenic and Quaternary.

During the first stage positive and negative structures developed in the region of the Mominaklisura threshold. The Dolnabanya and Sestrimo grabens, separated from the Trifonov and Belovo horsts, are located here. An abrasive level formation around the grabens, which penetrates deep into the Rila, Rhodope and Sredna gora mountains in the form of morphological corridors along the river valleys, has been done parallel to the graben filling with deposits.

During the next Quaternary stage two Lom-Quaternary levels and seven flood terraces have been formed in the region of Mominaklisura threshold by the Maritsa river and its feeders. In general the threshold uplifts to 250 m during that period. As a result a mountainfoot morphostructural step was formed which today is observed along the periphery of the Rhodope, Rila and Pirin mountains. This mountainfoot morphostructural step consists of successive grabens, filled with Neogenic sediments, and of transverse blocks (thresholds) dividing the grabens in which the Quaternary rivers develop epigenetic gorges.