

**НЯКОИ ОСОБЕНОСТИ В МОРФОСТРУКТУРНОТО РАЗВИТИЕ
НА ТРЪНСКАТА КЪТЛОВИНА (ЗНЕПОЛЕ)**

Д. Пърличев и П. Петров

По своето положение в Краището Трънската котловина се причислява към северната поредица краищенски котловини. Надморската височина на дъното ѝ варира между 700 и 800 м, според който показател тя се отнася към високите котловини. Ограждащите я от юг планински единици достигат максимална височина 1737 м, а от север — 1706 м. По форма тя наподобява силно сплесната, дъговидно извита към север неправилна елипса с надлъжна ос запад—изток по долината на р. Ерма и десния ѝ приток Глоговщица — с дължина около 20,4 км и площ на котловинното дъно 102,4 кв. км. Тази котловина подобно на другите котловини в Краището представлява типична грабенова морфоструктура, чието формиране е обусловено от проявата на младите, диференцирани по знак и амплитуда движения на земната кора. Несъмнено техните особености са до голяма степен предопределени от по-старите тектонски директриси, при което в случая са се активизирали предимно тези с посока по паралела—вероятно отглас на земекорните движения, предизвикали възникването на Задбалканските котловини. Благоприятно условие за проявата на диференцирани движения с разломен характер е мозаичният строеж на Трънското Краище, характеризиращ се с резки, най-често тектонски контакти на различните фации, в сред които личат такива от палеозоя и мезозоя до плиоцена и кватернера.

От досегашните геоложки проучвания (Ст. Бончев, 1930; М. Йорданов, 1950; Ек. Бончев, 1960; Св. Белев, 1965—1966, и др.) става ясно, че разглежданият район попада в обсега на две крупни структурни единици на Краището — на запад Пенковския навлак и на изток Трънския антиклинорий.

Челните части на Пенковския навлак са разкъсани и от тях са се запазили отделни клипи, оформящи билата на някои височини в района. Такива са Стайчовската, Изворската, Бераинската, Ярловската, Наславската и Милославската клипа.

Трънският антиклинорий се представя от няколко паралелни една на друга в север-североизточна посока антиклинали и синклинали — Драгойнишката антиклинала, Зелениградската синклинала, Забелската антиклинала, Малируйската синклинала и Трънската антиклинала (североизточно от разглеждания район). В последно време Св. Белев

(1965 — 1966) схваща тези структурни единици като хорстове и грабени върху снагата на някога единствената антиклинална структура.

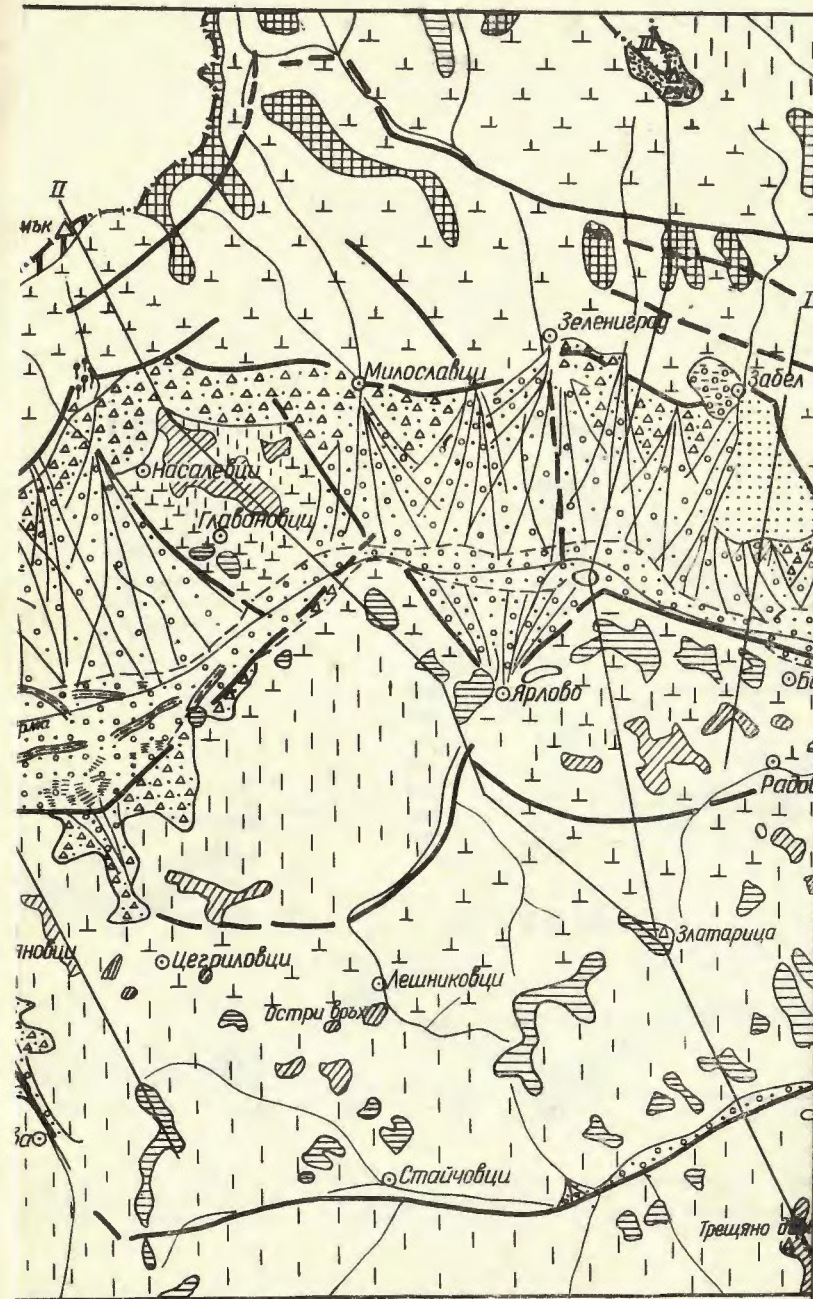
Липсват достоверни данни за началото на периода, през който започва да се формира Трънската котловина. Косвени сведения за него могат да се получат при изучаване на заравнените повърхнини, развити по билата и склоновете на оградните ѝ планини.

Развитието на съвременния релеф на Трънското Краище е започнало от една инициална младомiocенска повърхнина (Ил. Иванов, 1966; Ил. Иванов и др., 1968). Тя се маркира от най-високите точки на релефа в този район — билото на вр. Руй (1706 м), изградено от амфибол-биотитови шисти, обширното слабо нахълмено било на Въртоп планина на югославска територия (1719 м) и продълговатото заравнено било на вр. Кървав камък (1737 м), срязващо под ъгъл хлорит-серицитови шисти. Тази повърхнина се проследява на юг по билото на Милевска планина (вр. Милевец, 1733 м), а също и по билата на някои погранични планински ридове на запад в Югославия.

Във връзка с билната заравнена повърхнина на 1700 — 1750 м (фиг. 2) следва да се отбележат две важни обстоятелства: 1. Незначителните височинни разлики между фрагментите северно и южно от котловината — обстоятелство, обяснимо със запазването на първоначалните хипсометрични отношения на остатъците от тази повърхнина, независимо от локалните нарушения на нейната цялост в обсега на Трънската котловина. 2. Несъмнено формирането на билната повърхнина предшества хлътваването на котловината, тъй като е необяснимо образуването на повърхнината в непосредствено съседство с подобна крупна негативна форма на релефа.

Под билната повърхнина се установяват многобройни ридови и върхови била в интервала 1000 — 1400 м, които определят хипсометричното положение на втора, по-ниско разположена денудационна заравненост (фиг. 1 и 2). Тук се отнасят билата западно и източно от вр. Руй (Неделкова чука — 1252 м, Погледец — 1259 м, Градище — 1197 м, Войлова глава — 1390 м, Гола чука — 1282 м, Сип — 1240 м, Тумба — 1329 м, Мали Руй — 1376 м, и др.). Те са изградени предимно от седиментите на триаско-юрската мантия на Трънския антиклинорий. Височинните различия между тях се дължат до голяма степен на литоложки причини. Но вероятно главна роля за денивелацията на тази повърхнина е изиграло стъпаловидното ѝ пропадане към юг в обсега на разседния склон, представляващ северна ограда на Знеполе. То се е осъществило по разседни, някои от които притежават изключителна морфоложка изразителност (фиг. 2.)

Знеполският разсед (Ек. Бончев и др., 1960) формира северната ограда на Трънското котловинно дъно. Той започва откъм с. Стрезимировци и в изток-североизточна посока следи подножието на южния склон

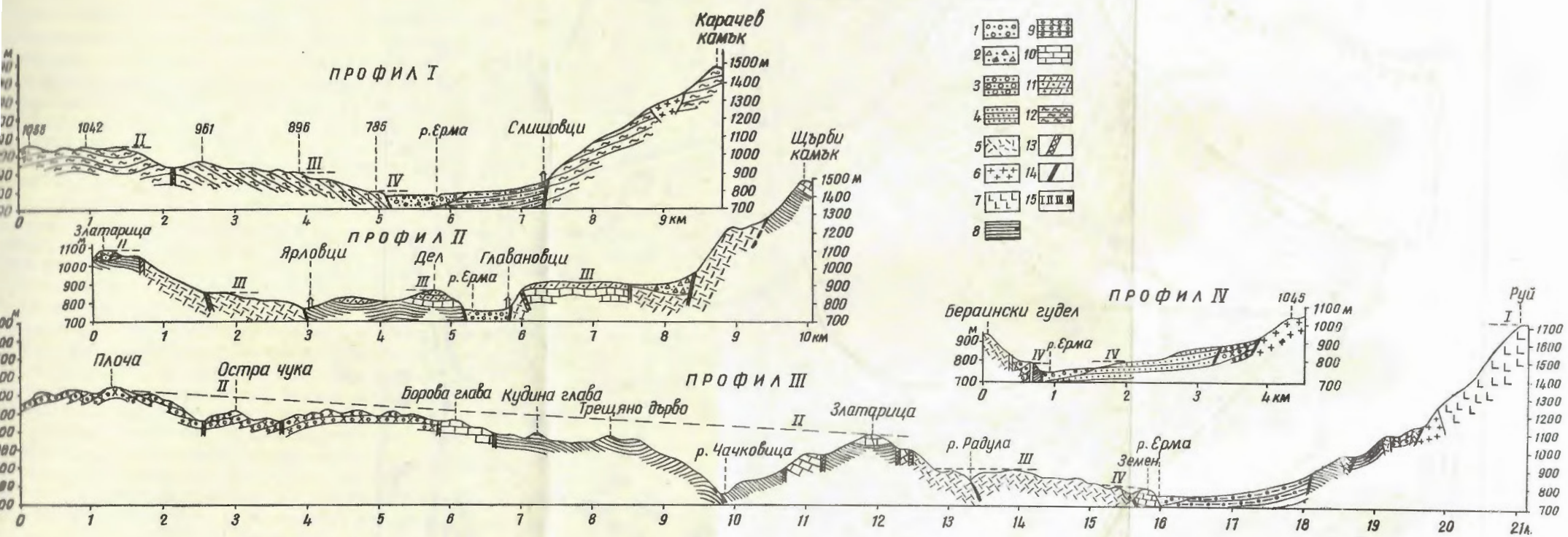


с добре раз-
котловината
палеогенски
я делувий в
Насалевци
вската река
жи от малък
около 50° —
два зигзаго-
вци достига
той затихва
ерни особе-
мата ампли-

колко рида
ойто преси-
на североиз-
ския разсед.
ава всички
ден откос,
азседа, ата-
по възраст
банка и от-
й-източните
нина. В изе-
е на Забел-
в. Белев го
геоморфо-

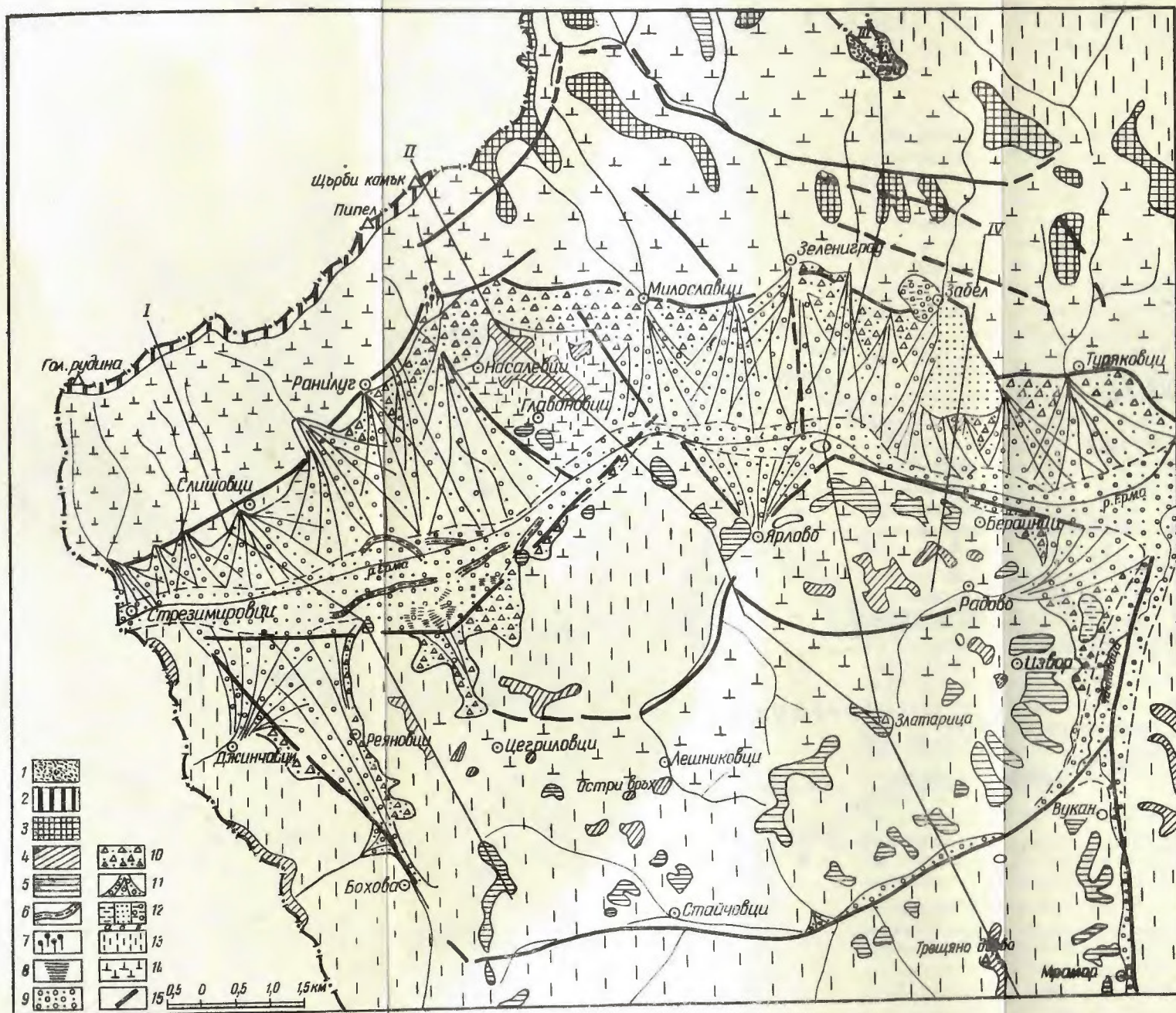
азсед, което
от няколко
разени чрез
пресичат, а
на скалите
пластове.
пластовете,

е части на
жду басей-
алеозойски
маркира от
6 м, Остра
кова чука,
04 м, и др.
ци и могат
м, Камени-



Фиг. 1. Морфоструктурни профили в Трънската котловина

1 — аллювиални наслаги; 2 — делувий; 3 — плио-плейстоценски пролувий; 4 — плиоценски пясъци; 5 — па геогени риолити; 6 — гранити; 7 — гранодиорити; 8 — гнигонски флиш; 9 — карбонски конгломерати и аргилити; 10 — девонски варовици; 11 — девонски кварцити; 12 — камбрийски шисти; 13 — преднеогенски разлом; 14 — неогенски разсед; 15 — денудационни заравнености



Фиг. 2. Морфоструктурна схема на Трънската котловина

1 — младамиоценова билна заравненост на 1700 — 1750 м; 2 — структурно било на 1500 м; 3 — староплиоценска заравненост на 1000 — 1400 м; 4 — младоплиоценска заравненост на 780—880 м; 5 — младамиоценова заравненост на 780—880 м; 6 — старо речно корито; 7 — земни пирамиди; 8 — заблагиване; 9 — валивна тераса; 10 — делувий; 11 — пролувий; 12 — плиоцен; а — линии; б — пясъци; в — чакъли; 13 — ерозионно-денудационен склон; 14 — разседно обусловен склон; 5 — морфоложки изразени разломи

(1965—1966)
бени върху сн:

Липсват дост
да се формира
се получат при
лата и склоно

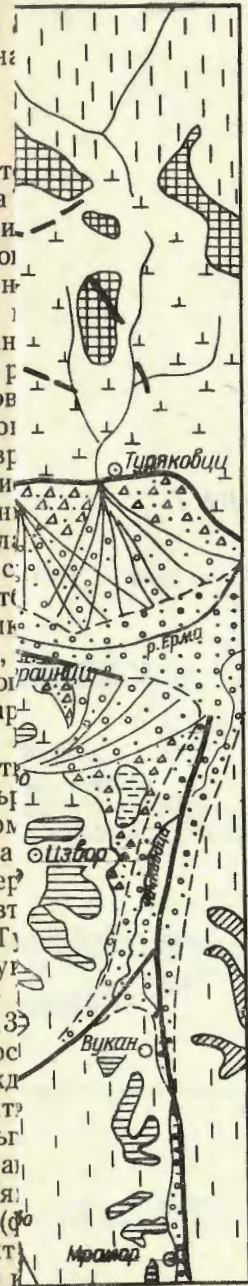
Развитието н
нало от една
1966; Ил. Иван
релефа в този р
фибол-биотитов
планина на ю
непо било на в
серицитови ши
Милевска плани
погранични пл

Във връзка с
следва да се от
сочинни разли
обстоятелство,
метрични отно
локалните нар
котловина. 2.

шествува хлът
ването на повъ
негативна форм

Под билната
ви била в интер
ложение на вт
(фиг. 1 и 2). Т
(Неделкова чу
лова глава —
Мали Руй —13)
на триаско-юрс
различия межд
ни. Но вероятно
изиграло стъг
склон, предста
но разседи, ня
разителност (ф

Знеполският
на Трънското
и в изток-север



Фиг. 2. Морфоструктурна схема на Трънската котловина

1 — младомиоценова билна заравненост на 1700 — 1750 м; 2 — структурно било на 1500 м; 3 — староплиоценова заравненост на 1000 — 1400 м; 4 — младоплиоценова заравненост; 5 — младоплиоценова заравненост на 780—800 м; 6 — старо речно корито; 7 — земни пирамиди; 8 — заблатяване; 9 — валивна тераса; 10 — делувий; 11 — пролувий; 12 — плиоцен; а — линии; б — пясъци; в — чакъли; 13 — ерозионно-денудационен склон; 14 — разседно обусловен склон; 5 — морфоложки изразени разломи

на Милославската планина. Този склон е праволинеен и е с добре развити фацетни форми. Там плиоценът и кватернерът на котловината контактират с палеозойски хлорит-серицитови шисти и палеогенски риолити. Положението на разседа се маркира и от мощния делувий в подножието, който при земните пирамиди северно от с. Насалевци има видима дебелина над 12 м. Тук при излиза на Насалевската река в котловината границата между риолитите и делувия се бележи от малък водопад и от няколко почти вертикални пукнатини с посока около 50° — субпаралелни на посоката на склона. Разседът продължава зигзаговидно на изток и през селата Зелениград, Забел и Туроковци достига р. Ерма при навлизането ѝ в Трънския пролом. На изток той затихва към средното и горното течение на р. Глоговщица. Характерни особености на този разсед са неговата значителна дължина, голямата амплитуда на разместването и дъговидното му очертание в план.

Добре изразен в релефа чрез проследяващо се върху няколко рида склоново стъпало в риолитите е и Милославският разсед, който пресича надлъж югоизточния склон на Милославската планина. На североизток той се свързва със западното продължение на Туроковския разсед.

Туроковският разсед (Св. Белев, 1965—1966) притежава всички характерни белези на един млад разсед — стръмен разседен откос, пропаднала част, силно натрошена зона в подножието на разседа, атакувана от странични суходолия, контакт на различни по възраст скали. На запад този разсед минава по долината на р. Чобанка и отделя стръмния и висок югозападен склон на Руй от най-източните по-ниски и полегати разклонения на Милославската планина. В източната си част Туроковският разсед следи горното течение на Забелската река, което тук има почти запад-източна посока. Св. Белев го продължава към с. Туроковци, което е твърде вероятно, но геоморфоложки недостатъчно доказано.

Пространството между Знеполския и Туроковския разсед, което Св. Белев означава като Забелско стъпало, е разломено от няколко паралелни на тях по-малки разседи. Морфоложки те са изразени чрез седловинни понижения върху билата на ридовете, които пресичат, а геоложки — чрез силно натрошаване, хидротермални промени на скалите и с големите наклони на западащите, общо взето, към юг пластове. Наблюдават се и локални случаи на обратен залягане на пластове, вероятно причинени от свлачищни движения.

Южно от Трънската котловина най-високо разположените части на повърхнината на 1000 — 1400 м заемат вододелното било между басейните на р. Ерма и Треклянската река (фиг. 2), срязвайки палеозойски и юрски пясъчници, аргилити и др. От запад на изток тя се маркира от билата на върховете: Попов връх, 1225 м, Койна чука, 1216 м, Остра чука, 1212 м, Орляк, 1229 м, Попови уши, 1221 м, Лескова чука, 1219 м, Радованица, 1285 м, Копрън, 1308 м, Кръст, 1404 м, и др. Някои от тези върхове са изградени от среднотриаски варовици и могат да се считат за твърдици: Големи връх, 1481 м, Волуйца, 1376 м, Камени-

тица, 1326 м, и др. Те, както и билото на Милославската планина, разположено над 1400 м, а също и изброените по-горе фрагменти на ниво 1700 — 1750 м, свидетелствуват за непълното развитие на тази заравненост, върху която не са били унищожени следите на предшествуващата я билна заравненост.

Всички ридове, отделящи се от вододелното било в северна посока, се понижават постепенно от 1300 — 1400 до 1000 — 1100 м (фиг. 1, III). Челните части на това денудационно ниво се очертават от върховете: Козлица, 991 м, Остри връх, 989 м, Голяма чука, 1067 м, Златарица, 1086 м, Гудел, 1038 м, Малка китка, 1003 м, Промочище, 1064 м, и др. Още по на север в землищата на селата Бераинци, Ярловци и Цигриловци тази заравненост е още по-силно денивелирана в резултат на стъпаловидно разсядане в непосредствено съседство с котловината. Тук редица млади или оживели в по-ново време дислокационни линии разчленяват района на няколко земекорни блока с различни размери, морфоложки ясно разграничени един от друг.

Радовско-Ярловският разсед ограничава от юг Бераинския блок, изграден предимно от риолити. Той се доказва геоложки чрез тектонската граница между риолитите, от една страна, и титонския флиш и девонските варовици и аргилити, от друга. По долината на р. Радула личат пукнатини в риолитите, субпаралелни на разседа. Самата тя, както и противоположната на нея долина на малък десен приток на Ярловската река, са предиспонираны от този разсед.

Най-северната част на Бераинския блок, вдаваща се като шпора в котловинното дъно на Знеполието, е малкият Земенски блок, изграден от варовици. Той се отделя от Бераинския блок чрез тектонски обусловена седловина, запълнена с мощен до 30 м делувий.

Подобен на Бераинския е и Делският блок, ограничен от юг и изток от Ярловската река и един от левите ѝ притоци, а от запад — от долината на Цегриловската река.

Река Чачковица и Боховската река ограничават от юг големия Златаришки блок. Ек. Бончев с колектив (1960) прокарва разлом по долината на р. Чачковица. Трябва да се предполага, че той продължава и по вододела между нея и долината на Боховската река, тъй като върху този вододел се наблюдават на късо разстояние бързи промени в посоката на потъване и наклона на пластове.

Откъм север тези блокове се ограничават от котловинното дъно чрез „западното продължение на Вулканския разлом“ (Св. Белев, 1965—1966). Твърде възможно е обаче този морфоложки изразен разсед да представлява самостоятелна дислокационна линия, тъй като по посока, мащаби и роля при формирането на котловината той е съизмерим единствено със Знеполския разсед. Ето защо названието Южен Знеполски разсед най-добре би характеризирало неговото морфоструктурно значение.

Геоморфоложките проучвания и данните от сондажите по дъното на Трънската котловина дават основание да се счита, че тази морфоструктура също се характеризира с блоков строеж. Дъното на най-запад-

ната част на котловината между селата Стрезимировци и Главановци представлява един земекорен блок—Слишовският, покрит с пролувиално-алувиално-делувиални материали: пясъци, чакъли и пясъчливи глини, чиято мощност при с. Слишовци в непосредствена близост до разседния склон на Милославската планина надхвърля 200 м.

Насалевският блок, изграден от титонски флиш и палеозойски варовици и кварцити, е значително по-слабо потънал, поради което само тилната му част в зоната на Знеполския разсед е покрита с маломощни (30 — 40 м) делувиално-пролувиални материали (фиг. 1, III).

Милославският блок подобно на Слишовския е покрит с мощен до 200 м слой от плиоцен-кватернерни, предимно пролувиално-делувиални материали. Този блок не е ясно разграничен в релефа само откъм изток. Границата тук може да се прекара условно по данни от сондажите. Тя съвпада приблизително с линията Зелениград —вр. Земен, на изток от която мощността на младите неспоени седименти рязко спада. Постепенното понижаване на топографската повърхнина от тази линия на запад вероятно свидетелствува за продължаващо и сега потъване на Милославския блок.

По сондажни данни Туроковският блок, разположен източно от Милославския, е, общо взето, по-слабо потънал, поради което върху него югоизточно от с. Забел на повърхността излизат белезникави глинести пясъци и пясъчливи глини, считани за плиоценски (Ек. Бончев и др., 1960). Еднаквото хипсометрично положение на тези материали с вероятно също плиоценските кафеникави глини, разкриващи се в сондаж североизточно от с. Извор, свидетелствуват за известно стабилизиране на тази част от дъното на котловината по отношение на склоновете ѝ за времето от седиментацията на тези материали досега.

Денивелацията на заравнеността 1000 — 1400 м южно от вр. Руй и северно от вододела Ерма—Треклянска река и особено разкъсането и пропадането на части от нея по система от субпаралелни на котловинното дъно разседа дават основание да се свърже по възраст формирането на котловината Знеполе с определен етап от развитието на посочената заравненост. Може да се предполага, че се касае за един период след образуването на тази заравненост, свързан с активизация на земната кора, отговаряща на съвременната Трънска котловина, чието дъно при потъването си се е разломило на блокове. Този процес е бил улеснен от разломи с по-старо заложение и преобладаваща посока запад-изток и север, северозапад — юг, югоизток, които са предопределили в общи линии конфигурацията на блоковете. Вероятно тези негативни движения са се явили компенсаторни по отношение на общото издигане, което слага край на формирането на заравнеността 1000 — 1400 м и началото на нейното унищожаване.

Цокълът на котловинното дъно, т.е. погребаният под неогенските отложения релеф на котловината, представлява най-силно потъналата част на тази заравненост. Хипсометричната разлика между нея и най-високите (неденивелирани) части на заравнеността е около 800—900 м, което

характеризира размаха на неотектонската диференциация в района на Трънското Краище.

Заравнеността на 1000 — 1400 м наподобява на билната заравненост по своето пространствено развитие и независимост от съвременните орохидрографски отношения, поради което може да се счита за втори, по-ниско разположен пенеплен. В сравнение с нея нивото на около 870—910 м абсолютна височина може да се характеризира като склоново стъпало. Следи от него липсват по южните склонове на Руй планина и Милославска планина. Вероятно това е последица на продължилите тук по време на създаването му и след това разседни и свлачищни движения. Северно от р. Ерма към тази заравненост условно може да се причисли само билото на Насалевския блок, както и някои заравнени била югоизточно от гр. Трън.

Южно от р. Ерма денудационната заравненост на 870 — 910 м е добре изразена в релефа и на места заема значителни площи (фиг. 2). Под формата на продълговати заравнености тя се проследява по билата на ридовете от с. Стрезимировци на запад до с. Ездимирци на изток. Особено добре е запазена по десния долинен склон на р. Вуканщица около селата Бусинци и Мрамор, където сече косо триаски пясъчници, риолити, мигматизирани гнайси и др., а също и около с. Глоговица, където е развита върху гранити и гранодиорити.

Интересна особеност в разпространението на заравнеността на 870 — 910 м е обстоятелството, че от западния до източния край на Знеполе нейните фрагменти почти не променят абсолютната си височина. Изключение правят само тези, разположени по вододела между р. Глоговица и Велиновската река, които на югоизток постепенно повишават височината си.

Нагоре по теченията на десните притоци на р. Ерма заравнеността се проследява като висока речна тераса с над 100 м относителна височина. Тя личи ясно и по двата склона на долината на р. Вуканщица, като достига до самия ѝ вододел с Горочевската река. Нивото преминава и в басейна на последната, но вече с наклон на юг, съгласуван с наклона на съвременното речно легло. Аналогично, но по-неясно е положението в съседните долини на реките Меланщица и Полонщица. Тези факти свидетелствуват за палеогеоморфоложки отношения, сходни на съвременните.

Най-ниско разположеното ниво — на 780 — 800 м, се намира в непосредствена близост до границата между котловинното дъно и оградните склонове. Неговите остатъци личат особено ясно по южната ограда на Трънската котловина, като опасват от север и изток масива на вр. Златарица. По долината на р. Лишковица то е развито предимно върху триаски пясъчници, докато в долината на р. Глоговица се носи от гранити и гранодиорити. То се вдава заливовидно към горните части на долините, достигайки при Вуканщица и Чачковица 900 — 950 м абсолютна височина. Аналогично на по-високото ниво на юг от вододела Ерма — Треклянска река то се проследява като речна тераса на 50 —

60 м относителна височина, която успоредно на съвременното речно легло постепенно понижава абсолютната си височина на юг по притоците на Треклянска река.

В северната част на котловината нивото на 780—800 м е почти неразграничимо от акумулативната повърхнина на котловинното дъно, която се издига постепенно и до границата с оградния склон достига 800 м.

От изложеното за развитието на двете по-ниски заравнени повърхнини следва изводът, че след формирането на котловината Знеполе, в оградните части поне на юг от котловинното дъно не са се проявили значителни диференцирани земекорни движения. Следва също, че появата на заравненостите 870 — 910 м и 780—800 м не е резултат на локален тектогенен акт и свързани с него етапи на планагия в басейна на р. Ерма, а се дължи на ритмично епейрогенно издигане, засегнало едновременно и басейна на р. Треклянска.

При с. Забел заравнеността 780 — 800 м преходява постепенно върху разкриващите се на повърхността плиоценски глинести пясъчници и пясъчливи глини. Подобен е и случаят североизточно от с. Извор, където нивото на плиоценската седиментационна заравненост (746 м) стои съвсем близо до това на денудационната фация на същата заравненост (780 — 800 м). При с. Глоговица малък участък от пясъци и глини, чиято повърхнина представлява част от същото ниво, достига също височина около 800 м.

Тези три случая дават основание да се приеме, че се касае за денудационно ниво и неговите корелативни наслаги. Ясната слоистост и пясъчливо-глинестият състав на тези материали свидетелствуват за отлагането им във водна, вероятно езерна среда. Това обстоятелство наред с хипсометричната издържаност на нивата по протежение на Трънската котловина (за същото разстояние леглото на р. Ерма се понижава с 50 м), позволява да се предположи, че за денудационен базис при формирането на последните е служила повърхността на левантийски или староплейстоценски воден басейн в котловината.

* * *

Изложените дотук факти дават възможност да се възстановят до известна степен някои съществени моменти от морфоструктурното развитие на Трънската котловина. Както вече се изтъкна, развитието на съвременния релеф на Трънското Краище е започнало от една инициална, според Ил. Иванов (1966) младомиоценска заравненост — пенеплен на около 1700 — 1750 м. Ако се съди по хипсометричните разлики на неговите фрагменти в района около Знеполието, той е имал незначителен наклон на север (Кървав камък, 1737 м, Въртоп, 1719 м, Руй, 1706 м).

В резултат на цялостно епейрогенно издигане на района пенепленът се разчленява от речните системи, които започват да формират втора повърхнина с вероятно понтийска възраст на около 300 м под първата,

свързана с по-нисък ерозионно-денудационен базис. Обстоятелството, че тя е силно денивелирана и разкъсана, дава основание да се приеме, че Трънската котловина е започнала да се образува върху повторно пенепленизиран релеф, налагайки се върху него. Тогава по разломи с предимно запад-източна и север, северозапад-юг, югоизточна посока пропадат в различна степен няколко по-малки блока. Най-силно потъналите — Слишовският и Милославският, стават поприще на интензивна седиментация, а над тяхната повърхност остава да стърчи по-слабо потъналият Насалевски блок. В това отношение междинно положение заема Туроковският блок, чиято повърхност почти не изпъква над акумулативната повърхнина на съседния му Милославски блок.

Твърде интересната особеност на котловинното дъно — редуването на по-силно с относително по-слабо потънали блокове в него, поражда мисълта, че особена роля при диференцираните движения на блоковете тук играят наклоните на разграничаващите ги разломи. Може да се предполага, че по-дълбоко потъналите блокове — Слишовският и Милославският, са ограничени от относително по-слабо потъналите — Насалевският и Туроковският, чрез дислокационни линии, които потъват в посока на издигнатите блокове.

Неустойчивото положение на оградните склонове, получило се в резултат на потъването на котловинното дъно, е създало гравитационно напрежение в тях. То е предизвикало появата на деформиращи сили, чието действие се е проявило главно по вече съществуващите разломи. По северната ограда на Знеполието те са довели до стъпаловидно разсядане със значителни амплитуди, докато на юг са намерили изход в една зона вероятно на разтягане на земната кора по долината на р. Лишковица. Тя е оконтурирала Златаришкия блок чрез разломяване и разсядане на неговите челни части, които са се обособили като отделни по-малки блокове по южния ограден склон на котловината. По разседите между тях се е заложила съвременната хидрографска мрежа, чиито дъговидни очертания се определят предимно от конфигурацията на блоковете.

В един по-късен период котловината се заема от водите на езерен басейн, във връзка с който стои нивото на 780 — 800 м, а може би и това на 870 — 900 м.

От момента на своето възникване котловинното дъно се е развивало под влиянието на два противоположни действащи процеса — повишаването му (като отражение на взаимодействието потъване — акумулация) и неговото понижаване (вследствие на всичането на р. Ерма в ждрелото ѝ под гр. Трън). Последното вероятно се е осъществявало на импулси, идващи от долното течение на реката. В периодите между два импулса нивото на езерото (а по-късно нивото на акумулативното дъно на котловината) е стационарирало и са се оформили денудационните нива, при което абразията е играла незначителна роля поради ограничените размери на басейна. Доколкото процесът на акумулация е бил непрекъснат и езерото е изплитнявало, не е изключено при формирането на нивата

в обсега на котловината в определен момент да е играла значителна роля и латералната ерозия на меандриращите върху акумулативното дъно реки. В такъв случай ще трябва да се приеме, че в миналото акумулативното дъно на котловината е стояло на по-високо хипсометрично ниво, отколкото то е сега. Това предположение обаче засега не се подкрепя с достатъчно факти.

ЛИТЕРАТУРА

- Бончев, Ек., Ю. Карагюлева и др. — Основи за тектониката на Краището и прилежащите му земи, Труд. върху геол. на Бълг., сер. стратигр. и тектоника, кн. 1, 1960.
- Белев, Св. — Трънската антиклинала като структурна единица в Краището. Год. на Висш. мин.-геол. и-т, София, XII т. (1965—1966), св. II.
- Иванов, Ил. — Краищенско-Ихтиманска подобласт, Геогр. на Бълг., т. 1, Физ. геогр., Изд. на БАН, 1966.
- Иванов, Ил., М. Георгиев, П. Петров и Ек. Благоева — Главни особености в етапите на морфотектонското развитие на Краищенската геоморфоложка област, Сб. Нац. геогр. конгрес, 1968.
- Иванов, Ил., М. Георгиев, П. Петров и Ек. Благоева — Геоморфоложка характеристика на териториите на гр. София, Софийски и Пернишки окръг във връзка с анализа и икономическата оценка на природните условия и ресурси, Доклад за КИПС при БАН, 1969.
- Йорданов, М. — Геология на Знеполието, Год. на Соф. у-т, кн. 3, 1950.
- Трудове върху геологията на България. Област Краище — VI год., сер. илж. геол. и хидрогеол., кн. 1, 1962.

SOME FEATURES IN THE DEVELOPMENT OF THE MORPHOLOGICAL
STRUCTURE OF THE TRUN'S HOLLOW

D. Parlichev, P. Petrov
S u m m a r y

Geomorphological structure of the Trun's hollow is a part of the Northern series of Kraještenski hollows. The development of the contemporary relief is closely connected with the initial primiocen surface peneplain, fragments of which are calculated of about 1700—1750.

As a result of the total epirogenic rising of the region the peneplain is faulted by some river networks which moulded the second denodatoonal erosive level of about 300 m lower. That level is connected with the lower erosive base. The fact the Trun's hollow is very denivilated and faulted one can consider that it has begin its moulding over again on the peneplain relief. Then some smaller blocks at different degree lowered West-Eastward. The unstable situation of the surrounding mountain slopes caused deformation over the slopes which could be seen mainly in the older brakes.

Later the hollow has been filled with lake water, that causes two lower levels — 800 and 900 m. Besides that now the hollow is filling up constantly with deluvial and aluvial material which does not permit river terraces to be formed on the hollow bottom.

A very important moment in the moulding of the Trun's hollow is the alternating of comperatively sunked blocks at the different height on the bottom of the hollow. That feature of the morphological structure shows that an important part for the differentiated neotectonic movements of the blocks has the slopes of the bordering brake lines.