

Върху тектониката и морфологията на Родопския дял Карабалканъ

отъ

Живко Гължбовъ

Въ орохидрографската система на Родопитъ могатъ да се отличатъ три хидрографски и свързанитъ съ тѣхъ орографски направления: северно-родопска хидрографска мрежа, съ северенъ оттокъ на валежната вода — между Сестримската рѣка и Драгойновския вулкански масивъ; южно-родопска хидрографска мрежа, съ юженъ оттокъ — между р. Черна Места и най-южнитъ разклонения на Родопитъ, надъ Деде-Агачъ (Келебекъ, Чобанъ-Дагъ); и източно-родопска хидрографска мрежа, съ източенъ оттокъ, отводняващъ Източнитъ Родопи, между Драгойновския масивъ на северъ и Думанлъ-Дагския масивъ на югъ.

Тѣзи три направления въ рѣчния оттокъ създаватъ и главния орографски скелетъ на цѣлия Родопски масивъ. Между северния и южния оттокъ се очертава главното орохидрографско било на Родопитъ съ посока NW—SO. Източно отъ в. Шабаница (1852 м.), тамъ гдето началото на р. Черна (лѣвъ притокъ на р. Арда) събира водитъ си, между върховетъ Каргалка (1976 м.) и Срѣдния връхъ (1874 м.), започва източно-родопскиятъ оттокъ, който раздвоява главното орохидрографско било на северо-източенъ и юго-източенъ клонъ. Морфоложката история на Родопитъ е въ тѣсна връзка съ развитието на тѣзи три хидрографски мрежи, всѣка отъ които, отъ своя страна, е въ зависимостъ отъ долната ерозионна база, която лежи въ прилежащата подножна равнина. Различията въ геоложката история на подножнитъ равнини, които ограждатъ околорвѣстъ Родопитъ, неминуемо сж създали разнообразие и въ развитието на споменатитъ три хидрографски мрежи. За тѣзи връзки ни говорятъ не само морфоложкиятъ анализъ на тритъ отточни области, но и самото тѣхно планиметрично развитие. Родопската рѣчна мрежа е развита асиметрично. Северно-родопскиятъ оттокъ е развитъ за смѣтка на силно атрофираната южно-родопска мрежа, а най-изразителниятъ източно-родопски оттокъ разкрива следи отъ фосилизирани палеогенни форми, сочещи една удивителна приемственостъ въ направлението на съвремения хидрометеоренъ оттокъ.

Силно хипертрофираната северно-родопска рѣчна мрежа крие редица геоложки и морфоложки проблеми, чието проучване разяснява много отъ основнитѣ проблеми на родопската геология и геоморфология. Дълбокитѣ и стръмносклонести долини разкриватъ, на голѣма дълбочина, строежа на масива, а напрѣчното, спрямо тектонскитѣ линии, направление на долинитѣ, дава единъ по-пълненъ геоложки профилъ. По отношение морфологията на тази областъ, трѣбва да се отбележатъ онѣзи следи отъ цикличното развитие на релефа, които сж запазени по плещитѣ и по склоноветѣ на междудолиннитѣ ридове и онѣзи микро- и мезоформи, които сж въ връзка съ петрографията, процепната тектоника и пластовата тектоника. Както въ другитѣ части на Родопитѣ, така и тукъ, изучаванията навеждатъ на мисълта, че само успоредното разглеждане на строежния типъ и морфоложкия стилъ на земеповърхнитѣ форми може да ни доведе до разкриване интимната връзка между тектогеннитѣ и морфогенни процеси — главната задача на съвремената, динамична геоморфология.

Ридътъ Карабалканъ е единъ отъ междудолиннитѣ ридове въ обсега на северно-родопския оттокъ. Той е ясно обособенъ орографски отъ дълбоки долини и ниско хлѣтнази земи. На юго-западъ, надлъжната долина на Ширококожшката рѣка, отъ изворитѣ ѝ отъ къмъ в. Караманджа, до вливката ѝ въ р. Вжча, при долинното разширение Селище; на западъ, долината на р. Вжча, отъ Селище до излаза ѝ отъ снагата на Родопитѣ при с. Кричимъ; на северъ, приблизително изохипсата 200 м.; на изтокъ, долината на р. Чая отъ лѣвия ѝ началенъ клонъ, по който вървипятъ за с. Левочево, до излаза ѝ отъ Родопитѣ при гр. Асеновградъ. Ридътъ се скача на югъ съ северо-източния клонъ на главното орографско било, при в. Караманджа (1858 м.), чрезъ седловината Студенецъ. Както се каза, тази обособеностъ е чисто орографска, защото въ тектонско и морфоложко отношение Карабалканъ представя нераздѣлна частъ отъ общността на Родопския масивъ, а въ подробности, тектонскиятъ типъ и морфоложкиятъ стилъ говорятъ за преходното му положение между западната и източната части на Родопитѣ.

Тукъ ще бждатъ разгледани само нѣкои въпроси отъ тектониката и морфологията на Родопския ридъ Карабалканъ, възъ основа на наблюдения презъ време на една едномесечна екскурзия изъ този край на Родопитѣ, презъ 1940 година.

Морфометрия

Преработването на хипсометричния материалъ на една добра изохипсна карта може да ни даде ясна числова характеристика на релефа. Морфометричнитѣ измѣрвания даватъ срѣдни величини, въ които наистина се губи голѣмото разнообразие въ хода на изохипситѣ, но въ замѣна на това

изпъкватъ основнитѣ различия въ тѣхнитѣ очертания, дължини, отстояния и плоскостни съдържания, т. е. различията въ срѣднитѣ наклони на релефа, въ неговитѣ последователни височинни пояси.

Морфометричнитѣ измѣрвания на Карабалканъ сж правени върху реамбулираната карта въ мѣрка 1/40000 съ хипсометрични сѣчения презъ 10 м. Тази карта, въпрѣки че притежава доста груби грѣшки въ изохипсното очертание на микро- и мезорелефа, даде задоволителни резултати при морфометричната работа, понеже се оперираше само съ едритѣ форми, презъ стотнитѣ изохипси, а и полученитѣ срѣдни величини, сочейки формовото разнообразие въ третѣ склона на Карабалканъ, иматъ повече относителна стойность.

Измѣрванията се извършиха съ планиметъръ G. Coradi, Zürich, № 23,161.

Билото на Карабалканъ, отъ седловината Студенецъ до в. Модеръ, служи за вододѣлъ между рѣкитѣ Вжча и Чаа. Тукъ сж и най-високитѣ билни части съ личнитѣ върхове: Аи-Чалъ (1873 м.), Калфенска чука (1810 м.), Карабалканъ (1956 м.), Ченгене-къошкъ (1923 м.), Айдарски камъкъ (1951 м.), Голѣмъ Персенкъ (2093 м.), Персенкъ (2074 м.), Пилафъ тепе (1764 м.), Модеръ (1992 м.). Срѣдната височина на личнитѣ билни върхове е 1925 м. Седловинитѣ по това било иматъ, най-често, плоско надлъжно очертание и зрѣлъ напрѣченъ профилъ, който на много мѣста се намира въ състояние на изразително подмладяване отъ регресивната ерозия на намиращитѣ се отъ дветѣ страни на седловината, противоположни долини. Почти всички по-изразителни седловини лежатъ на височина надъ 1600 м. Седловината Студенецъ, която е въ самото начало на Карабалканъ, достига 1555 м.; важната въ антропогеографско отношение седловина Портата (между върховетѣ Аи-чалъ и Калфенска чука) има 1670 м. височина; седловината северно отъ в. Калфенска чука достига 1580 м.; седловината между в. Карабалканъ и в. Ченгене-къошкъ — 1860 м.; седловината южно отъ в. Голѣмъ-Персенкъ — 1750 м.; седловината Мезаръ-кидикъ (между двата Персенка) — 1820 м.; седловината между в. Персенкъ и в. Пилафъ-тепе (хижа Персенкъ) — 1670 м.; важната въ съобщително отношение седловина Чаталъ улукъ (между в. Пилафъ тепе и в. Модеръ) — 1645 м. Срѣдната височина на най-дълбокитѣ седловини е 1710 м., което дава за срѣдна величина на нарѣзаностъта на билото 215 м. Следователно, на едно хоризонтално отстояние отъ 40 клм. (между седловината Студенецъ и в. Модеръ), срѣдното колебание въ височината на билото е 215 м., една величина, която ни дава представа за слабата нарѣзаностъ на Карабалканското било.

При в. Модеръ става раздвояване на билото. Единиятъ клонъ, презъ заостренитѣ билни върхове Голица (1923 м.), Мар-

кова чука (1711 м.), Кадиева-Варица (1657 м.), Комаровъ камъкъ (1633 м.), Тагаръ могила (1516 м.), Вихроломъ (1418 м.), свършва стръмно презъ рида Бобице надъ Кричимското поле. Другиятъ, североизточниятъ клонъ, презъ лилковския връхъ Св. Илия (1706 м.) и плоското било на Башъ-мандра достига Бъла-черква (1645 м.), гдето прави единъ рѣзъкъ завой на северъ и презъ Побитъ камъкъ достига ливадитъ Юрукъ-аланъ, гдето прави новъ рѣзъкъ завой на изтокъ и презъ в. Руенъ (1325 м.) и плоската Пещерка (902 м.) надъ с. Лесково, се спуща стръмно току надъ самия гр. Асеновградъ.

Така очертаното Карабалканско било ясно разграничава три склона: западенъ склонъ — заетъ отъ дѣснитъ притоци на р. Вжча, северенъ — отводняванъ отъ рѣчната мрежа на Тъмръшката рѣка и източенъ — въ който сж развити лѣвитъ притоци на р. Чая. Както при всѣки междудолинень ридъ, така и при Карабалканъ, развитието на неговитъ склонове е въ тѣсна зависимостъ отъ развитието на ограничаващитъ го долини. Поради това, за да се подчертаятъ различията въ това развитие, морфометричнитъ измѣрвания сж правени поотдѣлно за всѣки склонъ.

Таблица 1 ни дава размѣритъ на височиннитъ пояси презъ 100 м. и за тритъ склона на Карабалканъ. Най-силно развитъ по площъ е източниятъ склонъ (402.9 кв. клм.), въ който сж вкопани долинитъ на рѣкитъ Луковица, Орѣшица, Забърдска, Вълчи-долъ, Сивковска и множество други по-малки долинки, всичкитъ лѣви притоци на р. Чая. Сжщата таблица показва, че този склонъ има само единъ максимумъ въ развитието на височиннитъ пояси, височинния поясъ 1200/1300 м. съ площъ 49.2 кв. клм. Близки, както по положение въ склоновия профилъ, така и по площъ, сж височиннитъ пояси 1100/1200 м. (48 кв. клм.), 1300/1400 м. (46 кв. клм.), 1400/1500 м. (47.7 кв. клм.). Следователно, въ междината 1100—1500 м. имаме едно значително увеличение въ размѣра на височиннитъ пояси. Размѣрътъ на пояситъ отъ 500 м. надолу и отъ 1900 м. нагоре силно намалява.

За да добиемъ една представа за хода на срѣдния склоновъ профилъ, трѣбва да вземемъ предъ видъ и дължината на изохипситъ, които ограничаватъ пояснитъ височини. Площъта на всѣка поясна ивица, затворена между две съседни стотни изохипси, можемъ да приемемъ за равностойна на площъта на единъ трапецъ, чиято срѣдна ширина представя, частното отъ площъта на ивицата и срѣдната дължина на дветъ изохипси, които я ограждатъ. Така полученитъ срѣдни ширини на височиннитъ пояси даватъ възможностъ да се начертае клинографната крива на склоноветъ. За по-голѣма яснота клинографитъ сж замѣстени съ кривитъ на срѣднитъ ширини на височиннитъ пояси. Въ сжщата таблица сж дадени срѣдната дължина на изохипситъ и срѣдната ширина на всѣки височинень поясъ.

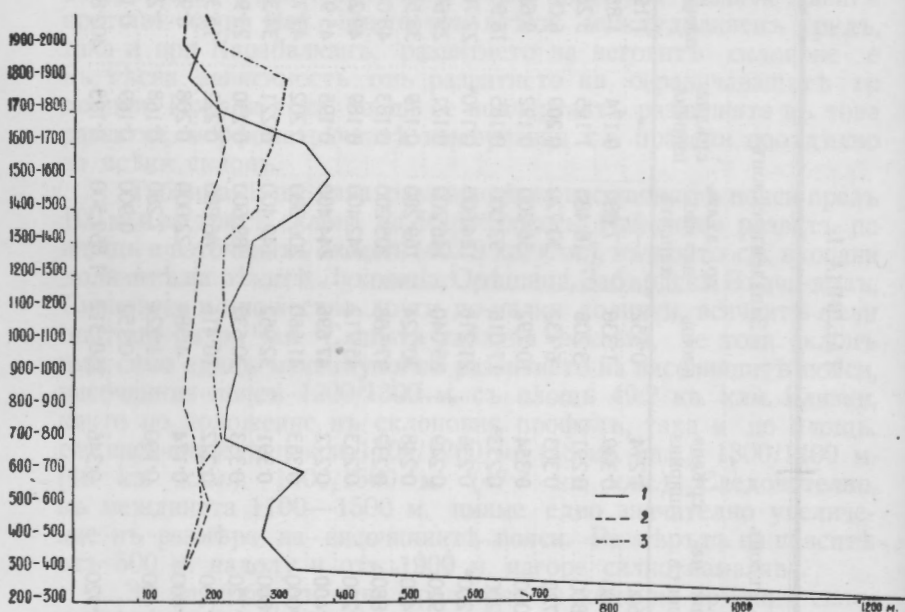
Ходътъ на дължинитъ на изохипситъ, ограничаващи ви-

ТАБЛИЦА I.

Поясни височини	Северенъ склонъ			Западенъ склонъ			Източенъ склонъ			Общо площъ въ кв. клм.
	площъ	ср. дълж. на изохипситъ	срѣдна ширина	площъ	ср. дълж. на изо- хипситъ	срѣдна ширина	площъ	ср. дълж. на изо- хипситъ	срѣдна ширина	
200/300	81·032	63·600	1·274	0·552	—	—	1·192	—	—	82·776
300/400	28·568	84·200	0·339	1·336	7·680	0·174	1·856	10·880	0·171	31·760
400/500	25·840	88·800	0·291	3·208	16·480	1·195	3·280	17·800	0·184	32·328
500/600	27·456	90·720	0·303	6·432	30·720	0·209	6·056	30·600	0·198	39·944
600/700	29·008	82·000	0·354	10·792	56·200	0·192	9·624	49·680	0·194	49·424
700/800	15·432*	66·200	0·233*	17·016	92·000	0·185	16·952	74·400	0·228	49·400
800/900	15·616	63·200*	0·236	21·216	124·800	0·170*	22·704	103·280	0·220	59·536
900/1000	16·880	67·920	0·249	25·040	146·200	0·171	29·680	137·920	0·215*	71·600
1000/1100	18·952	76·480	0·248	30·224	169·280	0·179	38·592	177·800	0·217	87·768
1100/1200	20·072	84·880	0·237	37·568	205·200	0·183	48·008	209·280	0·229	105·648
1200/1300	25·064	95·200	0·263	45·712	242·400	0·189	49·248	216·880	0·227	120·024
1300/1400	28·648	105·400	0·272	47·696	244·400	0·195	45·976	201·400	0·228	122·320
1400/1500	32·760	93·000	0·353	41·560	206·080	0·202	47·704	170·000	0·281	122·024
1500/1600	21·408	54·800	0·391	32·952	149·400	0·221	34·360	121·280	0·283	88·720
1600/1700	6·616	18·720	0·353	20·632	89·600	0·230	23·968	78·600	0·305	51·216
1700/1800	1·152	5·200	0·222	10·416	46·880	0·222	15·344	48·600	0·316	26·912
1800/1900	0·488	2·800	0·174	4·584	22·000	0·208	6·952	21·400	0·325	12·024
1900/2000	0·224	1·400	0·190	1·224	7·280	0·168	1·256	5·680	0·221	2·744
Надъ 2000	—	—	—	0·152	0·900	0·169	0·120	0·600	0·200	0·272
Общо	395·256	1,143·920	0·346	358·312	1,859,500	0·193	402·872	1,676·080	0·258	1,156·440

сочиннитѣ пояси на източния склонъ, показва единъ максимумъ въ поясната ивица 1200/1300 м. (217 клм. дължина), сжщиятъ поясъ, на който се пада и максимумътъ на площитѣ. Въ морфоложко отношение, това съвпадение сочи силенъ зигзаговиденъ ходъ на изохипситѣ, обусловенъ отъ рѣзко врѣзване на долинната мрежа въ повърхността на височинната зона отъ 1200—1500 м.

Срѣднитѣ ширини на пояснитѣ ивици показватъ максимуми въ пояситѣ 700/800 м. (228 м.); 1100/1200 м. (229 м.) и отъ 1400 м. нагоре, гдето имаме силно увеличение на срѣднитѣ ширини, съ максимумъ въ горната частъ на кривата, при височинната ивица 1800/1900 м. (325 м.) Подчертаностъта и издържаностъта на това увеличение на срѣдната ширина въ една толкова голѣма вертикална зона сочи, че е



Обр. 1. Криви на срѣднитѣ ширини на пояснитѣ ивици. 1.—северенъ склонъ; 2.—западенъ склонъ; 3.—източенъ склонъ.

Fig. 1. Courbes des largeurs moyennes entre les isohypses. 1.—versant du nord; 2.—versant d'ouest; 3.—versant d'est.

на лице остатъкъ отъ денудационна повърхнина надъ 1400 м. абсолютна височина. Тя е силно нарѣзана, въ долнитѣ части на профила, отъ съвремената долинна мрежа и подсилена, въ горнитѣ части на профила, отъ съвременнитѣ извѣтрителни и денудационни процеси по билнитѣ върхове между 1700 и 1900 м. (Вижте кривата на срѣднитѣ ширини въ обр. 1). Действително, клинографната крива дава

материалъ за проследяване развитието на срѣдния склонъ въ профилъ, но скрива така голѣмитѣ вариации въ величината на наклона по различнитѣ части на склона. А тѣзи вариации въ наклона на склоноветѣ опредѣлятъ динамиката на съвременнитѣ денудационни процеси, чиято енергия е въ тѣсна зависимостъ отъ височиннитѣ разлики между мѣстнитѣ, горно и долно, денудационни нива.

Пълна представа за промѣнчивостта на енергията на денудационнитѣ процеси се получава чрезъ картограмата на максималната енергия на релефа. Максималната енергия на релефа се получава отъ височинната разлика между най-високата и най-низка точка на релефа, въ границитѣ на квадратъ съ опредѣлена дължина на страната и представя числовъ изразъ на нарѣзаността на релефа и силата на денудационнитѣ процеси. Картограмата на максималната енергия на релефа на Карабалканъ е съставена възъ основа на височиннитѣ разлики въ границитѣ на квадрати съ страна 1 клм., нанесени върху картата 1/40000. (Вижте приложение 1¹). При тѣзи размѣри на квадра-

1) Слабата страна на този начинъ за изчисление на енергията е тая, че различнитѣ картограми не могатъ да бждатъ сравними помежду си, поради различната голѣмина на квадратитѣ, съ които се работи. За отстранение на този недостатъкъ се прибѣгва до жгѣла на максималния наклонъ.

Разликата въ височината между най-високата и най-низка точка (h) въ границитѣ на квадрата и хоризонталното отстояние между тѣхъ (l) опредѣля величината на максималния наклонъ (α):

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{h}{l}$$

Величината на този максималенъ наклонъ и площта на самия квадратъ (P_0), която площъ представя проекция на различно наклоненитѣ топографски повърхности, върху хоризонталната картена плоскостъ, даватъ възможностъ да се изчислятъ приблизителнитѣ размѣри на действителната топографска повърхностъ въ границитѣ на приетитѣ квадрати (P_1):

$$P_1 = P_0 \cos \alpha$$

Колкото една мѣстностъ е по-силно нарѣзана, т. е. колкото максималниятъ наклонъ е по-голѣмъ, толкова и разликата (Δ) между изчислената действителна повърхностъ на земеповърхнитѣ форми (P_1) и нейната проекция върху хоризонталната плоскостъ (P_0) е по-голѣма:

$$\Delta = P_1 - P_0$$

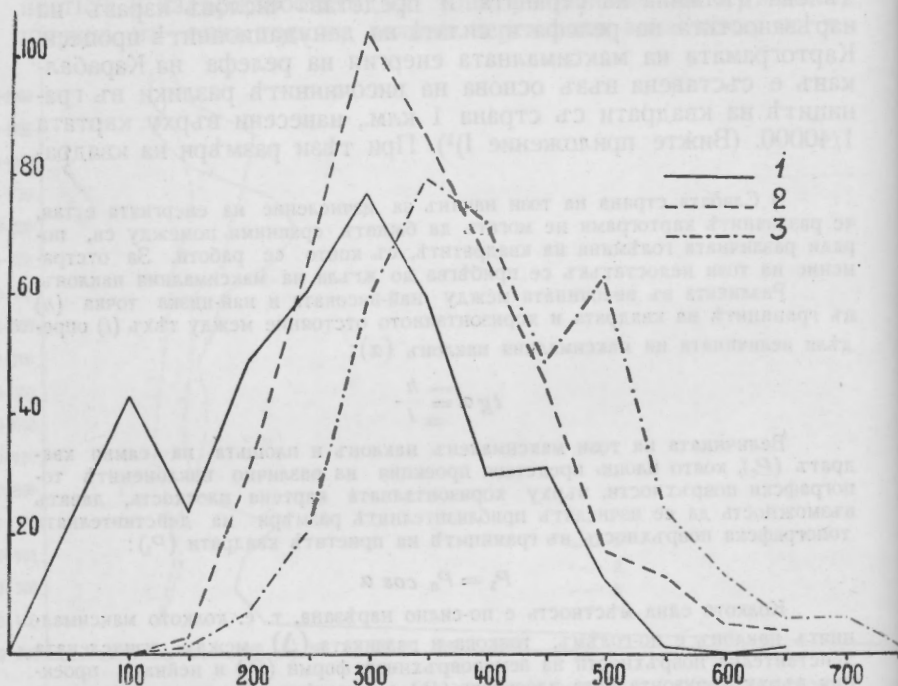
Разликата между тѣзи величини (Δ) служи като по-точенъ показателъ на нарѣзаността на релефа. Самиятъ коефициентъ на нарѣзаността се получава като раздѣлимъ тази разлика на площта на квадрата, съ което отстраняваме напълно влиянието на разнообразието въ голѣмината на квадратитѣ:

$$K = \frac{\Delta}{P_0}$$

(Вижте М. Н. Грищенко, Методика использования карт энергии рельефа для вычисления коэффициентов изрезанности суши, Изв. Гос. Геогр. общ., т. 71, вып. 3, 1939).

титъ, максималното хоризонтално отстояние въ границитъ на квадрата (неговия диагоналъ) е 1414 м. ($\sqrt{2000}$ м.) Сръдната стойност на максималната енергия на източния склонъ е 320 м., при сръдна стойност на сжщата енергия за цѣлия Карабалканъ—310 м. Сжщиятъ склонъ показва най-голъма честота на нарѣзаностъ отъ 250 до 300 м. безъ изразителенъ втори ченъ максимумъ. (Вижте кривата на честотитъ на максималната енергия на релефа въ обр. 2).

Въ хоризонталното разпредѣление на максималната енергия по източния склонъ на Карабалканъ личи известна правилностъ. Най-слабата максимална енергия (подъ 150 м.) показватъ освенъ котловиннитъ части на Горния и Доленъ Рупчосъ, по



Обр. 2. Криви на честотата на максималната енергия. 1.—северенъ склонъ; 2.—източенъ склонъ; 3.—западенъ склонъ.

Fig. 2. Courbes de fréquence de l'énergie maximale du relief. 1.—Versant du nord; 2.—versant d'est; 3.—versant d'ouest.

течението на р. Чай, но и билнитъ и рѣтови горнища. Подобно било разположение на областитъ съ слаба максимална енергия има по ридоветъ, въ които се вкопаватъ началнитъ части на р. Луковица (надъ 1200 м. абсолютна височина), по билото източно отъ Бѣла-църква (надъ 1300 м.), около Башъ-мандра (надъ 1400 м.), по началнитъ части на Забърдска рѣка (надъ 1500 м.), по изворнитъ части на Сивковска рѣка, около с.

Асенецъ (надъ 1500 м.). Отъ тѣзи нѣколко случаи на най-широко проявена слаба максимална енергия личи, че сръдната височина, отъ която нагоре започва да се проявява по-слабата енергия на съвременнитѣ денудационни процеси, е 1400 м., т. е., че отъ тази височина нагоре сжществуватъ по-полегати склонове, което се установи и при анализа на клинографната крива. Между леглото на р. Чая и споменатата зона на слаба максимална енергия, се вмѣква ивица отъ голѣма максимална енергия (надъ 450 м.), т. е. една ясно подчертана зона отъ съвсемъ други денудационни форми. Тази зона, която е запазена тукъ таме рѣзко очертана, лежи между 900 и 1100 м. северно отъ с. Нареченъ, отъ 1000 до 1400 м. — южно отъ с. Орѣхово, по северния склонъ на рида Церикова църква, а по на югъ, въ порѣчието на Забърдска рѣка, тази формова зона повишава височинното си положение до къмъ 1600 м., въ връзка съ структурнитѣ и литоложки особености на навлачнитѣ маси въ този край. Въ сжщата картограма личи, че долинното дъно на р. Чая избѣгва областитѣ съ голѣма енергия на релефа, съ изключение на частта подъ вливката на Дрѣновска рѣка, гдето долината минава презъ ивица съ максимална енергия надъ 450 м. Както ще се види отъ по-нататъшното изложение, това изключение е въ връзка съ антиклинориалната еволюция на северно—родопската антиклинала, която по тѣзи мѣста се пресича напрѣки отъ долината на р. Чая.

Вторъ по голѣмина е северниятъ склонъ, който покрива 395·3 кв. клм. Въ този склонъ се вкопава Търмръшката рѣка съ притоцитѣ р. Лилковска и р. Пепелашка. Таблица 1 показва, че този склонъ има два максимума въ развитието на височиннитѣ пояси: главенъ максимумъ, въ пояса 1400/1500 м. (32·8 кв. клм.) и вториченъ максимумъ въ пояса 600/700 м. (29 кв. клм.). Минимумътъ лежи между 700 и 900 м. (15·4 кв. клм.). Най-изразителното увеличение въ размѣра на височиннитѣ пояси е въ междината 1200—1500 м., а надъ 1700 м. размѣрътъ на пояситѣ силно намалява. Дължинитѣ на изохипситѣ, ограничаващи височиннитѣ пояси, иматъ сжщо два максимума: при пояската ивица 1300/1400 м. (264 клм.) и при ивицата 500/600 м. (227 км.). И тукъ, възъ основа на морфометрията, имаме указания за рѣзко врѣзване на долинната мрежа (обуславяща голѣма дължина на изохипситѣ) въ изразително развититѣ повърхности между 1200 и 1500 м. и тѣзи между 600/700 м.

Като резултатъ отъ тѣзи особености въ хода на площитѣ и дължинитѣ се явява и доста типичниятъ ходъ на сръдната ширина на пояснитѣ ивици, който разкрива два извънредно подчертани максимума. (Вижте кривата на сръднитѣ ширини въ обр. 1).

1) Максимумитѣ сж въ пояснитѣ ивици 1500/1600 м.

(391 м.) и 600/700 м. (354 м.) и единъ съвсемъ слабъ максимумъ въ пояса отъ 900 до 1100 м. Най-голѣмото увеличение на срѣднитѣ ширини се пада на височинната зона отъ 1400 до 1700 м.

Срѣдната стойностъ на максималната енергия на релефа е 240 м. (най-малката между срѣднитѣ енергии на тритѣ склона на Карабалканъ). Най-голѣмата честота на нарѣзаността е отъ 250 до 300 м., съ вториченъ максимумъ отъ 50 до 100 м., който говори за значително развитие на повърхности съ съвсемъ слаба нарѣзаностъ. (Вижте честотитѣ на енергията въ обр. 2). Отъ картограмата на максималната енергия на релефа (приложение I) се вижда, че най-слаба максимална енергия (подъ 150 м.) показва, освенъ подножието на северния скатъ, между изохипситѣ 300 и 200 м., и Св. Спасъ — Новоселското запълнено понижение, но и рѣтови заравнености като Гагрово (южно отъ с. Марково) на височина надъ 500 м., околноститѣ на Пещеровъ връхъ (източно отъ с. Новоселъ) на височина надъ 600 м. и околноститѣ на в. Св. Илия (юго-източно отъ с. Брѣстовица) надъ 600 м. Подобна слаба енергия показва и горницето на Кара-мандра (билото южно отъ с. Новоселъ) на височина надъ 1200 м., горницата на междудолиннитѣ ридове Харманя между р. Пепелашка и р. Лилковска), Срѣдниятъ (между р. Лилковска и Тъмръшка), Друмътъ (западно отъ Тъмръшка рѣка). Въ обсега на цѣлия Карабалканъ, най-изразителното развитие на слаба нарѣзаностъ е по началнитѣ части на рѣкитѣ Пепелашка, Ситовска, Лилковска и Тъмръшка, гдето, на едно протежение отъ 13 клм. отъ изтокъ къмъ западъ и 4—5 клм. отъ северъ на югъ, максималната енергия на релефа никъде не надвишава 150 м. и на много мѣста е подъ 50 м. Тази обширна площъ лежи на височина надъ 1400 м. Между тѣзи две системи отъ денудационни форми (едната отъ 600 до 700 м., другата надъ 1400 м.) се вмѣква трета — съ силно изразена енергия на релефа (надъ 450 м.), която ясно се проследява по северния склонъ на Руенския ридъ надъ селата Новоселъ и Изворъ, южно отъ разширението при с. Св. Спасъ и надъ с. Перущица и с. Устина.

И въ този случай докаждаме до заключение, че анализата на клинографната крива, която крие въ себе си срѣдния ходъ въ промѣнитѣ на наклонитѣ, дава доста ясна представа и за действителнитѣ промѣни въ енергията на релефа.

Западниятъ склонъ на Карабалканъ заема 358.3 кв. клм. Въ него сж вкопани дълбоко доловетѣ на р. Черенска, Осиковска, Петварска, Чуриковска, Лесковска, Алена рѣка и Широколъшка и множество други по-малки долинки, всичкитѣ — дѣсни притоци на р. Вжча. Таблица 1 показва, че този склонъ има само единъ максимумъ въ развитието на височиннитѣ пояси, това е пояса 1300/1400 м. съ площъ 47.7 кв. клм. Ако вземемъ предвидъ и голѣмината на височиннитѣ пояси

1200/1300 м. и 1400/1500 м. получаваме една зона отъ 1200 до 1500 м. съ значително увеличение въ размѣра на пояситѣ. Подъ 400 м. и надъ 1900 м. размѣрътъ на пояситѣ силно намалява. Дължинитѣ на изохипситѣ показватъ максимумъ въ пояса 1300/1400 м. (244 клм.), което говори сжщо за рѣзкото връзване на долинната мрежа въ изразително развититѣ повърхности между 1200 и 1500 м. височина.

Кривата на честотитѣ на срѣднитѣ ширини сочи два максимума. Главенъ максимумъ въ пояса 1600/1700 м. (230 м.) и второстепененъ максимумъ въ пояса 500/600 м. (209 м.) Главниятъ максимумъ е въ зоната на едно общо увеличение на срѣдната ширина на пояситѣ, включена между 1500 м. и 1800 м. височина. Въ клинографната крива на този склонъ липсва трестепенниятъ максимумъ, като се замѣства съ единъ максимумъ въ пояса 800/900 м. (170 м.) (Вижте кривата на честотитѣ на срѣднитѣ ширини въ обр. 1).

Срѣдната стойностъ на максималната енергия на релефа е 380 м. (най-голѣмата по Карабалканския ридъ). Максимумътъ въ честотата на нарѣзаностъта е отъ 300 до 350 м., съ вториченъ максимумъ отъ 450 до 500 м., който сочи значително развитие на извънредно стрѣмни склонове. (Вижте честотитѣ на енергията въ образъ 2). Отъ картограмата на максималната енергия на релефа (Приложение I) се вижда, че западниятъ склонъ, въ много рѣдкъкъ случай, показва слаба енергия (подъ 150) м. Такъвъ е случаятъ въ началнитѣ части на Широколжшката рѣка, надъ 1500 м. височина и въ незначителни размѣри източно отъ с. Осиково, сжщо надъ 1500 м. височина. Въ замѣна на това, силно се проявява голѣмата максимална енергия на релефа (надъ 450 м.) съ максималенъ случай 730 м. Сжщо както леглото на р. Чая, така и долинното дъно на р. Вжча, избѣгва областитѣ съ голѣма енергия на релефа (дори при Забралъ, при вливкитѣ на Лесковска, Чуриковска и Фотенска рѣки, е на лице извънредно слаба енергия на релефа), съ изключение на частъта подъ вливката на Осиковския долъ, гдето рѣката минава презъ области съ максимална енергия надъ 450 м. По тѣзи мѣста долината на р. Вжча пресича на прѣки западната частъ на северно-родопската антиклинала.

Въ таблица 1 сж дадени и размѣритѣ на височиннитѣ пояси за цѣлия ридъ Карабалканъ, възъ основа на които е начертана и хипсографната крива (Обр. 3). Въ тази крива ясно изпъква масивностъта на Карабалканъ, съ голѣмо развитие на височиннитѣ пояси отъ 1100 до 1600 м. (50% отъ цѣлата площъ).

Срѣдната височина на рида (*Нсп.*) е получена по формулитѣ на Kožistka, A. Penck и по графиченъ начинъ.

1. По формулата на Kožistka

$$V = \frac{1}{3}h_1 (F_1 + P_2 + \sqrt{P_1 \cdot F_2}) + \frac{1}{3}h_2 (P_2 + P_3 + \sqrt{P_2 \cdot P_3}) + \dots \\ \dots + \frac{1}{3}h_n F_n;$$

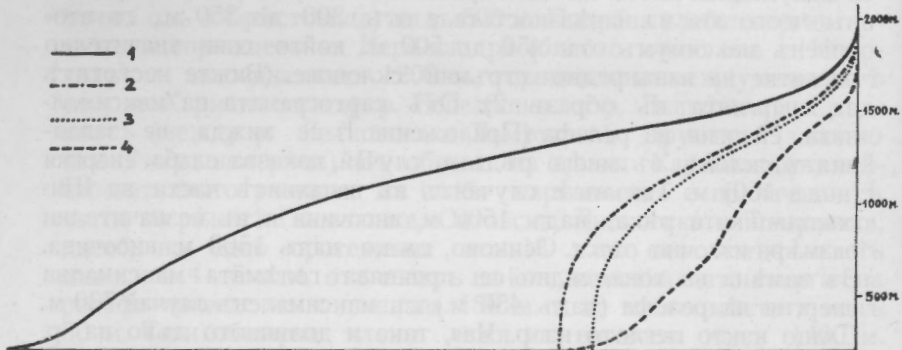
$$V = 1,026 \cdot 4402 \text{ куб. клм.}$$

$$H_{cp.} = \frac{V}{P_0}; H_{cp.} = 1,026 \cdot 4402 : 1,156 \cdot 440 = 888 \text{ м.}$$

2. По формулата на А. Пенк

$$H_{cp.} = \frac{P_1 - P_2}{P_0} \cdot \frac{h_1 + h_2}{2} + \frac{P_2 - P_3}{P_0} \cdot \frac{h_2 + h_3}{2} + \dots \\ \dots + \frac{P_n - P_{n+1}}{P_0} \cdot \frac{h_n + h_{n+1}}{2};$$

$$H_{cp} = 889 \text{ м.}$$



Обр. Хипсографни криви. 1.—за цялия Карабалканъ; 2.—източенъ склонъ; 3.—западенъ склонъ. 4.—северенъ склонъ.

Fig. 3. Courbes hypsographiques. 1.—Karabalkan entièrement. 2.—versant de l'est. 3.—versant d'ouest.—4. versant du nord.

3. Чрезъ измѣрване плоското съдържание на хипсографната крива

$$H_{cp} = 885 \text{ м.}$$

Срѣдно отъ тритѣ изчисления — 887 м. Това е срѣдната височина надъ основната изохипса 200 м. Следователно, изохипсата 1100 (точно 1087 м.) очертава срѣдната височина на Карабалканъ.

Задачата на всѣка морфометрична работа е да даде цифрови данни за една графична анализа на релефа. Цифровата характеристика ни освобождава отъ една субективностъ при проследяване хода на наклонитѣ на земеповърхнитѣ плоскости и линии и ни дава единъ количественъ критерий за да можемъ

да отнесемъ различнитѣ топографски повърхности къмъ една или друга формова група. Разбира се, за резултатна морфометрична работа се изисква, отъ една страна, точна топографска карта, въ по-едъръ масщабъ и малка еквилистанция на изохипситѣ, а отъ друга, увѣреностъ въ ползата отъ всѣка морфометрия, и отъ тамъ, добросъвѣстностъ и точностъ въ измѣрванията.

К. Sonklar и А. Penck създадоха морфометрията повече като математическа характеристика на едритѣ земеповърхни форми. Днесъ морфометрията е едно сръдство за отстраняване на субективизма при изучаване развитието на денудационнитѣ форми, въ връзка съ новитѣ идеи въ съвременната геоморфология — за полицикличното развитие на земеповърхнитѣ форми.

Въ това направление французкиятъ географъ Н. Baulig дава статистически методъ за установяване нивата на заравненоститѣ по закона на голѣмитѣ числа¹⁾. Използувайки височинитѣ коти, прѣснати по топографската карта, той чертае крива на честотитѣ имъ, отъ чиято анализа установява нивата на заравненоститѣ Baulig приема, че всѣка кота изразява височинното положение на една малка частъ отъ топографската повърхностъ около нея, следователно, кривата на честотата на котитѣ ще представи и хода на релефа. Естествено, при този начинъ на работа се изисква; точни коти, равномерно разпредѣлени по картата съ по-голѣма честота. Като имаме предъ видъ, че последнитѣ две изисквания не можемъ намѣри и въ най-добритѣ карти и голѣмата доза отъ субективностъ, която съществува при подбора на котитѣ, става ясно, че този методъ е неприложимъ при нашитѣ топографски карти и криве въ себе си известна субективностъ, срещу която именно се бори графичната анализа на релефа.

Изложенитѣ по-горе резултати отъ морфометричнитѣ измѣрвания на Карабалканъ говорятъ, че успоредната анализа на клинографната крива и картограмата на енергията на релефа е единъ методъ на графична анализа, който дава ценни указания върху морфоложкото развитие на склоноветѣ. Това ще стане още по-ясно, въ третата частъ на настоящата работа, гдето ще се разгледатъ и надлѣжнитѣ профили на рѣчнитѣ долини.

Тектоника

Преди да се пристъпи къмъ разглеждане на онѣзи структурни линии на Карабалканъ, които по единъ или другъ начинъ указватъ влияние върху неговия морфоложки земеобликъ,

¹⁾ Н. Baulig, — Sur une méthode altimétrique d'analyse morphologique appliquée à la Bretagne péninsulaire, Bull. Assoc. géogr. fr. № 10, 1926, стр. 7—9.

Сжщиятъ авторъ, — Le Plateau Central de la France, Paris, 1928, стр. 563—574.

трѣбва да се изяснятъ нѣкои отъ структурнитѣ особености на на самитѣ Родопи, частъ отъ които е и Карабалканскиятъ ридъ.

Общността на Родопската планинска земя е известна подъ името Родопски масивъ. Естествено, популярността на това наименование се крие въ придаване на понятието „масивъ“ чисто морфографски белези — планинска земя, съ голѣмо протежение въ ширина и дължина и изразителна издържаност на вертикалнитѣ очертания въ всички посоки. Наистина, геоморфологията не може да нѣма предвидъ външнитѣ очертания на земеповърхнитѣ форми, толкова повече, че съвременното естествознание учи, че въ природата има тѣсна връзка между морфология и генезисъ, обаче, основата, на която се гради геоморфоложкото райониране и геоморфоложката класификация, трѣбва да бѣде, преди всичко, морфогенетиката, чийто важенъ ингредиентъ сж земекорнитѣ движения.

Понятието „масивъ“ крие въ себе си, преди всичко, структурни белези, опредѣлящи динамичната обстановка, всрѣдъ която се е развилъ най-младиятъ, алпийскиятъ тектогененъ цикълъ, извънъ обсега на алпийската оросинклинала. Тази динамична обстановка се опредѣля отъ консолидацията на масива, породена отъ магмени спойки и пликативни удебелявания и уплътнявания презъ по-старитѣ тектогенни цикли и отъ наличието на мѣстни слаби, подвижни зони. Подготвителната фаза на алпийската оросинклинала е мезозойската геосинклинала (*s. str.*), която е лежала извънъ очертанията на масива. Последниятъ е доставялъ теригененъ материалъ за запълването на тази геосинклинала и следователно, билъ е изостатично свързанъ съ нея. Докато при изостатично издигация се масивъ се разкриватъ все по-дълбоки и по-дълбоки структурни хоризонти, въ съседната геосинклинала имаме обратното явление, все по-нови и по-нови хоризонти (седиментационни) добиватъ пластичностъ при изостатичното потъване. Отъ тукъ произтича и различието въ проявитѣ на тектогенния натискъ, въ едната и другата областъ, презъ втората фаза въ развитието на съседната алпийска оросинклинала, така наречената тектогенна фаза, когато се изгражда структурата на самата оросинклинала. Въ тази фаза, консолидиранитѣ Родопски масивъ, съ разкрита дълбочинна структура, представя една динамична обстановка, всрѣдъ която тектогенното напрежение намира приложнитѣ си точки по протежението на старитѣ тектонски линии и плоскости и въ по-слаба степенъ, за създаване на нови тектонски линии, въ повечето случаи конвергентни на старитѣ. Консолидираната маса на масива не дава възможностъ за дребни нагъвания, а обуславя издувания и понижения съ голѣмъ радиусъ на изкривяването, съ ось, която следва хода на старитѣ анти- и синклинални шарнири, и съ напрѣченъ профилъ, усложненъ отъ коси шариажи и разсѣди.

Споредъ изводитѣ на Е. Argand¹⁾ върху тектонския животъ на старитѣ масиви, нагъвателниятъ процесъ обхваща не само геосинклиналитѣ, но и старитѣ, отдавна нагънати континентални маси, и епирогеннитѣ движения на тѣзи масиви представятъ вертикалния ефектъ на нагъването, който регулира както морфоложкитѣ цикли, така и стратиграфията.

Следвателно, когато тектоничниятъ натискъ създава основната структура на алпийската оросинклинала, структурата на старитѣ масиви е подложена само на една преработка, чийто размѣръ се опредѣля отъ създадената отъ по-рано динамична обстановка. Наистина, въ тектонско отношение Родопитѣ сж една *tabula rasa*, но отъ това, което знаемъ, до сега, за тѣхния строежъ и отъ това, което ще бжде изложено въ настоящата работа, трѣбва да заключимъ, че по-горе изложената схема за структурното развитие на масива, презъ алпийската тектонска ера, не стои далечъ отъ истината.

Тектониката на Карабалканъ преповтаря и доизяснява тектонскитѣ отношения въ останалитѣ части на Родопския масивъ. Връзкитѣ между хода на едритѣ тектонски линии и макрорелефа и на процепната тектоника и микрорелефа, е сжщо така ясно изразена, въ обсега на Карабалканския ридъ, както въ останалитѣ части на Родопитѣ. Тѣзи зависимости между морфология и строежъ налагатъ да се обърне внимание, както на едритѣ тектонски форми, така и на процепната тектоника.

Едри тектонски форми. Въ северната частъ на Карабалканъ се установява една плоска антиклинала, съ широко, плоско теме, гдето се разкриватъ дебелослойни биотитови и двуслюдни гнайси, пресѣчени съ пегматитни маси и съ пластови и сѣкущи стерилни кварцови жили. Шарнирната ивица на тази антиклинала показва доста изразителна симетричностъ въ изкривяването. На изтокъ антиклиналата започва отъ р. Чая, нѣкъде между Бачковския манастиръ и вливката на р. Луковица съ посока на осьта къмъ N 60/70°W. Пò на западъ осьта има почти O—W посока и лежи южно отъ р. Луковица, следъ туй минава презъ вододѣла между последната рѣка и р. Пепелашка, пресича вододѣлния ридъ между рѣкитѣ Пепелашка и Лилковска, къмъ върховетѣ Харманя и Камлигоръ, а още пò на западъ минава презъ в. Червената скала (на вододѣла между Лилковска и Тъмръшка рѣка) и отъ околноститѣ на в. Върхо-Врѣхъ завива на N 60/70. W за да достигне долината на р. Вжча.

Осьта на тази антиклинала постепенно се понижава къмъ изтокъ, къмъ долината на р. Чая, и оттаткъ тази рѣка, цѣлата снишена антиклинала се подмушва подъ мраморнитѣ маси

¹⁾ E. Argand, La tectonique de l'Asie, Congrès géologique international, XIII — e session, Liège, 1924.

на Добростанския масивъ. На западъ, антиклиналата продължава неизвестно до къде, покрита отъ Брацигово—Доспатскитъ риолитни маси. Долинната система на Тъмръшката рѣка просича напрѣки тази антиклинала, съ дълбокитъ долини на рѣкитъ Пепелашка, Лилковска и Тъмръшка, които разкриватъ надълбоко нейния строежъ. Билната ивица е заета отъ почти хоризонтални гнайсови пластове. Извънредно плоскиятъ, почти хоризонталенъ шарниръ на тази антиклинала, личи отъ следнитъ данни върху геометричното положение на пластовеѣ. Около с. Ситово наклонѣтъ е къмъ S 20° W, подъ жгълъ 7/8°; въ мѣстността Шудъ-градъ (северо-западно отъ с. Ситово) — S 18/20° W, подъ жгълъ 5°; на в. Харманя — S 30° W, подъ жгълъ 5°. Северно отъ тази ивица съ общо взето слабъ юженъ наклонъ, гнайситъ показватъ почти хоризонтално наслоение, а къмъ върховетъ Червенъ-камъкъ и Камлигоръ, личи наклонъ съ северна компонента, N 25° O, подъ жгълъ 5°. Тази промѣна въ посоката на наклона личи и въ дълбоката долина на Лилковска рѣка. Надъ с. Плочникъ, въ посоката на наклона господствува южната компонента, а подъ сѣщото село, почва да се забелязва северната компонента. Съ отдалечаване отъ темето на тази антиклинала, къмъ северъ, се появяватъ биотитови, двуслюдни и мусковитови шисти, тукъ-тамъ съ мраморни прослойки, а заедно съ това и величината на пластовия наклонъ се увеличава значително. Западната частъ отъ северния склонъ на тази антиклинала е силно маскирана отъ по-къснитъ навлачни, седиментационни и ерупционни процеси. Въ замѣна на това, източната, потъваща къмъ долината на р. Чая, частъ на антиклиналата, има ясно очертанъ северенъ склонъ, чрезъ мраморната ивица, лежаща северно отъ линията Новоселъ—Лесково—Асеновградъ. Тѣзи мрамори сж янослоисти, въ долнитъ части тънкослойни, лежащи конкордантно върху филитоподобни шисти. Тази стратиграфия личи ясно въ горната частъ на с. Лесково, въ подножието на карстовото плато Пещерка. Мраморѣтъ показва простиране N 60° W. Пжтьтъ отъ с. Лесково за Асеновградъ следи допира между мраморитъ и шиститъ. Границата между тѣзи два вида пластове има вълновиденъ ходъ, ту слиза подъ нивото на пжтя, ту се издига надъ него и на мѣста правилниятъ стратиграфски допиръ се губи. Почватъ да се срѣщатъ силно набърчени шисти, вмъкнати между мраморитъ съ ясно личащи плоскости на плъзгане, т. е. явяватъ се белези на тектонични контакти между мраморитъ и отдолу лежащитъ шисти. Заедно съ тѣзи промѣни, мраморѣтъ започва да става компактенъ, безъ ясни следи на слоистостъ и съ силно изразена катаклазностъ и груба дебелослойностъ. Посоката на наклона му е N 20/25° O, подъ жгълъ до 30°. Силниятъ наклонъ на компактнитъ мраморни маси и лекото извѣтряне на отдолу лежащитъ филитоподобни шисти, които, както се изтъкна, на мѣста сж силно набърчени и сдробени, създаватъ условия за

образуване на моноклинални гребени и уединени асиметрични върхове, каквито се срѣщатъ по най-източната частъ на Руенското било. (Височината съ параклиса св. Димитъръ, западно отъ Асеновградъ и пр.).

Сжщитѣ тѣзи мрамори преминаватъ на изтокъ отъ р. Чая въ обширнитѣ мраморни маси на Добростанския масивъ.

Върху така очертаното северно бедро на северно-родопската антиклинала, въ едно вторично оформено структурно понижение, съ ось, успоредна на антиклиналната ось, сж се утаили лимничнитѣ палеогенни пластове на Св. Спасъ — Новоселския басейнъ. Чуждъ на тази антиклинала структуренъ елементъ сж и навлачнитѣ мраморни маси, оцѣлѣли тукъ таме по северно-родопското подножно стѣпало, въ видъ на алохтонни мраморни плочи. Тѣ показватъ тектогененъ контактъ не само съ кристалина на северния склонъ на антиклиналата, но и съ маситѣ на лимничния басейнъ.

Тектонскитѣ отношения на крайнитѣ северни части на северно-родопската антиклинала сж разяснени отъ Д. Ярановъ въ една отъ последнитѣ му работи върху геологията на Родопския масивъ¹⁾

Южното бедро на северно-родопската антиклинала се състои изцѣло отъ неясностойсти или дебелослойни, разноцветни, катаклазни мрамори. На мѣста мраморътъ показва удивителна едрозърнестост, другаде е интеркалиранъ съ слюдни шисти и почти навсѣкжде е силно напуканъ и богатъ съ интраформационни тектогенни контакти. Тѣзи мрамори започватъ да се явяватъ още северно отъ Башъ — мандренското било; въ началнитѣ части на Ситовска, Лилковска и Пепелашка рѣки. Лежатъ върху споменатитѣ гнаиси отъ билната ивица на северно-родопската антиклинала, на пръвъ погледъ напълно конкордантно, като сподѣлятъ съ тѣхъ общия наклонъ $S^{20/25} W$, подъ жгълъ 15° . Между в. Модеръ и Бѣла-черква, северната граница на мрамора описва плавни криви, заоблено издадени на северъ, по плоскитѣ междудолинни ридове и заострено отстъпващи на югъ по протежение на долиннитѣ склонове. На всѣкжде въ тази зона геометричнитѣ елементи на мраморнитѣ пластове сж $S^{20/25} W$, жгълъ $15/20$. Така е къмъ в. Кукуляка (южно отъ с. Лилково), къмъ Башъ-мандра и пр. Обаче вгледаме ли се внимателно въ граничната повърхностъ между кристалиношистнитѣ пластове отъ темето на северно-родопската антиклинала и въпроснитѣ мраморни маси, ще видимъ, че последнитѣ, на много мѣста, сж отдѣлени отъ първитѣ чрезъ тектогени контакти, разсѣдни плоскости и плоскости на плъзгане. Подобна тектонска линия, която засѣга и мрамора, минава презъ с. Лилково, въ посока О—W. Този вториченъ контактъ много ясно личи и по дъното на голѣмия карстовъ валогъ Башъ-

¹⁾ Д. Ярановъ, Геология на северния склонъ на Родопитѣ между гр. Пещера и с. Куклеъ (Пловдивско) Сп. Бѣлг. геолог. д-во, год. XII, кн. 2, 1940 г. стр. 83/118.

мандра, гдето карстовата корозия е отнесла напълно мрамора и е разкрила неговата кристалинно-шистна подложка. По ограднитѣ части на валога сж се запазили отдѣлни мраморни клипи, лежащи сжщо така видимо върху кристалиннитѣ шисти. (Напримѣръ, връхчето Бѣлото камене, североизточно отъ в. Василица). Въ долната частъ (южната) на валога тази контактна плоскостъ се превръща въ ясенъ разсѣдъ, по който сж разположени три поглѣщащи понора и два въртопа. Тази тектонична плоскостъ, която дѣли кристалиннитѣ шисти отъ мраморитѣ, продължава на изтокъ по билото, по чийто рѣбъ се редятъ още нѣколко валога и свършва съ мраморния блокъ Прѣспата (1585 м.).

На югъ отъ тази линия, южното мраморно бедро на антиклиналата се спуща стрѣмно (срѣденъ наклонъ около 20° , къмъ Орѣховско-Павелския палеогененъ басейнъ. Мраморитъ е силно надробенъ съ множество интраформационни, наклонени къмъ югъ, тектогенни контакти (особено западно отъ с. Орѣхово), богатъ на карстови форми: валози, ували и пещери, но безъ кари, поради силния наклонъ на пластоветѣ. Докато на изтокъ мраморнитѣ маси иматъ характеръ на едно, свлѣкло се на югъ (както ще видимъ понататѣкъ), силно наклонено антиклинално бедро, тѣзи маси почватъ да се издигатъ на западъ високо (особено западно отъ с. Орѣхово) и изграждатъ билото на Карабалканъ, непосредствено северно отъ в. Персенкъ. Къмъ това било и още по на западъ, по западнитѣ склонове на Карабалканския ридъ, мраморнитѣ маси напълно губятъ вида на антиклинално бедро и показватъ вече NO наклонъ, като се подмушватъ подъ риолитнитѣ маси на в. Модеръ. Въ този край надъ началнитѣ части на долинитѣ на р. Чуриковска Петварска, Осиковска и Черешовска, мраморнитѣ маси завършватъ съ стрѣмно чело, високо около 50—100 м.

Подобенъ откосъ, (50 — 60 м. високъ) образува и източния край на горе описанитѣ мрамори. Пътътъ, който свързва с. Хвойна съ Бѣла-черква, следи съ удивително постоянство челото на мраморнитѣ маси, които показватъ една денивелация отъ 1585 м. (в. Прѣспата) до 650 м. — гърлото, презъ което излиза р. Чая отъ разширението на Долния Рупчостъ.

Така очертанитѣ мраморни маси по южния склонъ на северно-родопската антиклинала, губятъ вида си на нормално антиклинално бедро. При изучаване на тѣхната източна частъ, която, на пръвъ погледъ, бихме приели действително за антиклинално бедро, се установяватъ интересни стратиграфски съотношения.

Орѣховската котловина е заета отъ езерни наслаги, които въ вертикална посока даватъ, отъ долу на горе, следния профилъ:

Най-долу, сиви до тъмни глинести мергели (слабо шумящи отъ HCl) и луски съ финно наслоение. Между тѣхъ, прослойки отъ глинести пѣсѣчници и дребновалунни конгломерати, пър-

витъ съ листени отпечатъци. Самитъ мергелни шисти се състоятъ отъ извънредно тънки слойчета, които показватъ последователно обедняване и обогатяване съ варовито вещество. По повърхността на мергелитъ, лискитъ и пѣсъчницитъ личатъ симетрични вълноприбойни знаци (ripple-marks). Тѣ показватъ слаба битуминозностъ.

Въ по-горнитъ етажи преобладаватъ глинесто-варовититъ пѣсъчни прослойки, които постепенно, нагоре по профила, се превръщатъ въ дебелослойни глинести, на мѣста слабо варовити пѣсъчници съ прослойки отъ виолетови, плътни, но крехки варовити и конгломератни линзи. Пѣсъчницитъ сж дребно до среднозърнести, кварцови, богати съ биотитни люспици, което ги доближава петрографски до моласовитъ пѣсъчници. Въ пѣсъчницитъ личи кръстосано наслоение и изобилие на псевдоморфози. Надъ дебелослойнитъ пѣсъчници, на мѣста съ постепененъ преходъ, на мѣста съ слаба дискорданция, отъ реда на делтовата, кръстосана дискорданция, се появяватъ дебели конгломератни пластове и маси. Долнитъ части на конгломератнитъ пластове сж по-дребновалунни и по-яко споени. Конгломератътъ се състои, преди всичко, отъ сравнително слабо огладени мраморни валуни и силно извѣтрѣли и грузовидно разпадащи се гранитни валуни и балвани. Освенъ това, въ състава на конгломерата влизатъ серпентинни, кварцови и пегматитни валуни. Спойката е пѣсъчно-глинеста, а чести сж и глинесто-пѣсъчни прослойки съ делтово наслоение. Прави впечатление пълната липса на риолитни валуни въ състава на конгломерата, въпрѣки съседството на Модерската и Персенкската риолитни маси.

Петрографията и стратиграфията на тази седиментна за друга говори за единъ плитъкъ (максимална дълбочина около 100 м. — въз основа наличието на вълноприбойни знаци) и неспокоенъ басейнъ, съ бърза акумулация и честа смѣна въ едрината на пренасяния материалъ. На лице е следователно една диастрофична фация, обусловена отъ ритмични колебания въ денудационната област на басейна.

Като оставимъ на страна вътрешнитъ, делтови дискорданции общо цѣлата задруга е доста силно дислоцирана. Кометентната, въ структурно отношение, пѣсъчниково — конгломератна зона, на мѣста е силно наклонена, изправена и огъната, образувайки структурни — моноклинални гребени (източно отъ с. Малево).

За изясняване развитието на структурнитъ форми на Карабалканъ, отъ значение е, разглеждането на отношенията между тѣзи езерни наслаги и гореописанитъ мраморни маси. Тѣзи отношения личатъ въ дълбоко задълбанитъ лѣви притоци на р. Орѣшица, долове, гдето се разкриватъ не само строежътъ на младитъ наслаги, но и челото на мраморитъ, които се спущатъ отъ къмъ билото Башъ-мандра. Това чело представя, по-широка или по-тѣсна ивица отъ катаклазенъ мрамор.

моръ и регенерирана брекча, която лежи върху разкритата въ долната част на доловетъ седиментна задруга.

Части отъ самия клатаклазенъ мраморъ плуватъ, въ видъ на клипи въ езернитъ наслаги, както е случая източно отъ с. Орѣхово, между старото и ново шосе за с. Хвойна.

Динамичнитъ движения, които сж създали това надхлъзване на мрамора върху езернитъ седименти на Орѣховската котловина, се уясняватъ отъ деформациитъ въ самитъ седиментни пластове. Въ тѣхъ се наблюдаватъ многобройни плоскости на плъзгане (Harnish) въ посока къмъ югъ, съ бележитъ на единъ типиченъ харнишъ. Въпрѣки различната твърдостъ на конгломератнитъ валуни и спойката, която ги свързва, плоскоститъ на плъзгането сѣкатъ съ еднаква леснина, както мраморнитъ и кварцови валуни, така и тѣхната пѣсъчно-глинеца спойка.

Отъ изложеното до тукъ става ясно, че мраморнитъ маси по южното бедро на северо-родопската антиклинала сж се плъзнали на югъ и отчасти възседнали езернитъ седименти на Орѣховската котловина.

Потвърждение на алохтонния характеръ на тѣзи мрамори имаме западно отъ котловината. Непосрѣдствено западно отъ с. Орѣхово долината на р. Орѣшица се всича дълбоко въ навлачния, катаклазенъ мраморъ. Надъ този проломъ, въ мѣстността Бозово, долината разширява леглото си всрѣдъ слюдни шисти съ посока на наклона $N 15/20^{\circ}O$, подъ жгълъ $25/30^{\circ}$. Тукъ, мраморнитъ откоси се отдалечаватъ на северъ и на югъ отъ леглото на рѣката и се издигатъ високо надъ нея, като откриватъ въ подлогата осукани и силно смачкани слюдни шисти и хлоритошисти. Това е единъ прозорецъ отъ слюдни шисти, околорвѣстъ обграденъ съ мраморни откоси, всрѣдъ западното продължение на мраморнитъ маси отъ южното бедро на северо-родопската антиклинала. Той разкрива единъ тектогененъ контактъ между мрамора и неговата подлога, а отъ тукъ и алохтонния характеръ на мраморнитъ маси. Тектонскиятъ прозорецъ продължава на западъ до къмъ вододелното било къмъ в. Пилафъ тепе, гдето наново се появяватъ мраморнитъ откоси, надъ ливадитъ Катърги. По тѣзи мѣста, лежатъ надъ мрамора риолитнитъ маси на Модерския Staurücken (по терминологията на v. Leyden), които лавни маси лежатъ само върху темето на алохтонния мраморъ, безъ да се разливатъ, въпрѣки непосредственото си съседство, върху кристалинитъ шисти на въпросния тектонски прозорецъ. Подлогата на мраморния навлакъ се издига до 1500 м. височина, въ горния край на прозореца, и се снишава до 1000 метра въ долния край на Бозово. Поради тази причина и мраморната покривка е силно изтънена по билото на Карабалканъ, гдето едва надвишава стотина метра дебелина. Отъ тукъ, челото на мраморната покривка, съ многобройни криволичения,

взима N W посока и се спуща къмъ долината на р. Вжча, която достига при вливката на Черешовския долъ, на 25.5 км. по пжтя Орта ханъ—Девинъ. Както се изтъкна вече по-горе, началнитъ части на долинитъ на рѣкитъ Михалковска (Чуриковска), Петварска, Осиковска и Черешовска сж заети отъ челнитъ откоси на този мраморенъ навлакъ. Особено е ясенъ навлачниятъ характеръ на мрамора надъ с. Осиково. Мраморната маса образува карстово плато, което на западъ, надъ с. Осиково, на северъ и на югъ образува стръмни откоси, високи 70—100 м. Мраморитъ показватъ слабъ наклонъ къмъ Модерскитъ риолитни маси, които лежатъ изцѣло върху тѣхъ. Въ подлогата, която е на около 1400 м. височина, по пжтеката която води отъ с. Осиково за с. Петваръ, се разкриватъ силно наклонени слюдени шисти съ наклонъ къмъ N 15/20° W на мѣста подъ жгълъ 50°. Надъ тѣхъ и подъ мрамора е развита тектонска брекча, съставена отъ ржбати кжсове отъ мраморъ и кристалинни шисти, здраво споени съ глинесто-варовито вещество.

Източниятъ край на описанитъ до тукъ мраморни маси, между в. Прѣспата и изхода на р. Чая отъ Хвойненската котловина образуватъ сжщо така стръмни откоси високи 50—100 м., подъ които се разкриватъ шисти. Положението на тѣзи шисти, простирането и наклонътъ имъ, само отчасти се съгласува съ положението на отгоре лежащитъ мрамори, което сочи различие въ проявата на тектонскитъ движения всрѣдъ мрамора и всрѣдъ маситъ на неговата подлога. Разяснението на този въпросъ се крие въ тектониката на мѣстноститъ източно отъ р. Чая. Възможно е, този мраморенъ откосъ да е остатъкъ отъ, отстъпилъ назадъ, разсѣденъ откосъ оформенъ по разсѣдъ съ посока къмъ O—NO. За този разсѣдъ ни говорятъ косвено: откъртването и свличането на грамадни мраморни блокове отъ мраморния откосъ, къмъ леглото на р. Чая; голѣмата пречупка на р. Чая, отъ излаза ѝ отъ Хвойненската котловина до подъ устието на р. Дрѣновска и наличието на Нареченския минераленъ изворъ въ самото дѣно на долината.

Катаклизниятъ мраморъ, отъ южното бедро на северно-родопската антиклинала, не свършва надъ Орѣховската котловина, а продължава южно отъ нея. Този мраморъ носи върху себе си седиментитъ на котловината, а въ северната частъ на последната, както е изложено по-горе, части отъ мраморнитъ маси се надхлѣзватъ върху самитъ наслаги. Мраморътъ, който изгражда южната ограда на котловината и заема цѣлия вододѣлъ между р. Орѣшица и Забърдска рѣка (кулминационна точка, подъ риолитното петно на в. Церикова църква — 1740 м.) показва изразителна катаклизностъ по дола на Малевска рѣка надъ с. Малево. Тукъ, грубо дебелослойнитъ мрамори иматъ изразителенъ северенъ наклонъ и представятъ южно крило на

синклиналата, която е заета отъ седиментитѣ на Орѣховската котловина. Това мраморно крило е претърпяло едно изтегляне, изразено въ издигане на мраморнитѣ маси по рѣда на Церикова църква, при което става увеличане на седиментитѣ отъ южната частъ на Орѣховската котловина, които на мѣста достигатъ 1400—1500 м. височина. Сжщиятъ катаклазенъ мраморъ продължава и на югъ, въ порѣчието на р. Забърдска, съ сравнително слабъ наклонъ къмъ югъ. По плещитѣ на тѣзи мраморни маси сж развити интересни карстови форми, каквито сж естественитѣ мостове Ер-кюприя, а южниятъ имъ край представя голи, скалисти склонове, силно нарѣзани отъ дълбокитѣ долини на лѣвитѣ притоци на р. Забърдска.

Тѣзи склонове могатъ да се проследятъ отъ стръмнитѣ около с. Владиково, по лѣвия склонъ на Забърдската долина, презъ стръмния откосъ на голия в. Камъка (1771 м.) до вододѣлното било между върховетѣ Айдарски камъкъ и Ченгенекъшкъ, гдето мраморнитѣ маси силно изтъняватъ. Въ подножието на тѣзи голи мраморни склонове, въ долнитѣ части на лѣвитѣ долинни склонове на р. Забърдска, се разкрива нагънатата, на мѣста надробена подлога. Въ подножието на височината Камъка излизатъ смачкани слюдни шисти и амфиболошисти, а мраморътъ отгоре има видъ на грамаденъ, грубо оформенъ блокъ, силно напуканъ и натрошенъ. Всичко това говори, че описанитѣ мраморни склонове сж чело на лежащата северно отъ Забърдска рѣка, мраморна покривка. Челото на този навлакъ продължава на изтокъ до р. Чая, гдето видимо преминава източно отъ рѣката, въ челото на мраморния Лжкавишки навлакъ, установенъ и изученъ отъ W. Petrascheck¹⁾ и А. Янишевски²⁾.

На западъ това чело достига Карабалканското било, гдето навлакътъ силно изтънява и лежи на височина около 1,750 м. Отъ тамъ челото на мраморнитѣ маси взима NW посока, а самиятъ навлакъ се деградира въ нѣколко тѣсни мраморни люспи. Последнитѣ показватъ общъ наклонъ къмъ леглото на р. Вжча, гдето мраморътъ слиза при устието на Лесковска рѣка. Подобна мраморна люспа заема в. Мечка и в. Бърдо, отъ дветѣ страни на Петварска рѣка. Въ околноститѣ на приустиевитѣ части на Чуриковския и Лесковския долъ, отношенията между мрамора и шиститѣ се усложняватъ отъ нѣколко разсѣда съ посока N 50/60° O.³⁾

¹⁾ W. Petrascheck, Die Erzlagerstätten des Rhodopes und Strandscha Gebirges in Südöstlichen Bulgarien. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, Bd. 79, 1931.

²⁾ А. Янишевски, Приносъ къмъ геологията на Чепеларската и Лжкавишката рудоносни области въ Срѣднитѣ Родопи, Сп. Бълг. геолог. д-во, год. IX., кн. 2, 1937.

³⁾ Въ работата си „Кристалографски и минерогенни изучвания на флуорита отъ едно ново находище въ България“, Год. Соф. универ. XXXV. физ.-мат. фак., кн. 3, 1939, Ив. Костовъ разглежда мраморнитѣ маси, въ тази частъ на Родопитѣ, като автохтонни прослойки, понеже не е обърналъ по-голъмо внимание на тектонскитѣ отношения въ онзи край.

Темето на този навлакъ, по билнитъ части на Карабалканъ, е заето отъ Персенскитъ риолитни маси.

Южно отъ челото на този, преминаващъ въ люспа, навлакъ, се разкриватъ кристалинно-шистни комплекси съ сложна тектоника. Последната е мъчно разгадаема, поради еднообразието на скалния митериалъ. Това сж, преди всичко, биотитови гнайси, на мѣста преминаващи въ гранито-гнайси, въ прослойки съ слюдни шисти съ амфиболитни и мраморни лещи, изобилно пресѣчени (особено на западъ) съ пегматитни жили и маси.

Въ източната частъ на тази областъ преобладаватъ гнайситъ и гранито-гнайситъ, а по Брѣзовски долъ, източно отъ в. Кривъ-бурунъ, се разкрива продълговата гранитна линза. По билнитъ върхове, отъ в. Ченгене-къошкъ на северъ, до в. Аичалъ на югъ и по склона къмъ р. Чая, навсѣкжде се разкриватъ гнайси и гранито-гнайси съ общъ NO наклонъ. Напримѣръ, на в. Аичалъ и Калфенска чука наклона е къмъ N45°O, подъ жгълъ 20°. Сжщиятъ наклонъ личи по лѣвия склонъ на р. Чая, надъ и подъ с. Чепеларе. Въ дола на р. Забърдска, подъ с. Владиково, гнайситъ показватъ слабъ наклонъ къмъ N30°O. По р. Маринска, дѣсенъ притокъ на Забърдска рѣка, при моста по пѣтя с. Забърдо — с. Чепеларе, гнайситъ има наклонъ къмъ N20°O, а на в. Ченгене-къошкъ — N35°O. Цѣлиятъ този гнайсовъ комплексъ е налюспенъ въ посока къмъ SW.

Въ западната частъ на областъта, която лежи южно отъ челото на гореописания навлакъ-люспа, не може да се установи подобно еднообразие въ посоката на наклонитъ. Билнитъ части на рѣтоветъ, що се спущатъ къмъ долината на р. Вжча, сж заети отъ сжщитъ гнайси, които се срѣщатъ по склоноветъ къмъ р. Чая, показвайки сжщия наклонъ къмъ NO. Напримѣръ, по западния склонъ на в. Ченгене-къошкъ личи наклонъ къмъ N35°O, на плоския ридъ Кумъ-Кедикъ — N30°O. По западъ, по билата на сжщитъ ридове, гнайситъ показва едно западане къмъ NW — по билото Блатното, южно отъ с. Лесково, гнайситъ показва слабъ NW наклонъ. Сжщитъ нѣща се наблюдаватъ и по високитъ, начални части на р. Вълчи долъ.

Слѣзнемъ ли, обаче, въ низкото на дълбокитъ долове на р. Лесковска, Дълбоки долъ, Ракитовска, Алена, що се спущатъ къмъ р. Вжча, почватъ да се разкриватъ силно нагънати, съ общъ наклонъ къмъ SW, на мѣста изправени гнайси, слюдни шисти съ амфиболитни и мраморни прослойки. Въ тази силно нагъната серия, както и въ гнайситъ и гранито-гнайситъ, по западния склонъ къмъ р. Чая, личатъ множество плоскости на тектогенни контакти, наклонени къмъ NO. Подъ вливката на р. Гашня, отъ дветъ страни на р. Вжча, се разкриватъ почти изправени гнайси и слюдни шисти, въ които рѣката се врѣзва въ тѣсна клисура. Нагоре по течението на р. Вжча, надъ устието на р. Гашня и къмъ устията на Дълбоки долъ и Алена рѣка личи изразителенъ SW наклонъ.

Това различие въ положението на пластовеѣ, вѣроятно се дължи на единъ обширенъ тектогененъ контактъ, между слабо наклоненитѣ къмъ NO гнайси по горницата на ридовеѣ и нагнатиия и люспуванъ къмъ SW шистовъ комплексъ, въ низкото на долиннитѣ склонове.

Липсватъ данни за проследяване плоскостъта на този контактъ, обаче отъ изложеното върху строежа на тази частъ отъ Карабалканъ, можемъ да извадимъ съ известна вѣроятностъ заключението, че на югъ отъ челото на мраморния навлакъ-люспа се намира северното, силно налюспено, бедро на една голѣма антиклинала съ обща ось N60°W. Въ западната частъ на тази антиклинала, по склона къмъ р. Вжча, северното бедро се надхлъзва върху силно натрошеното южно бедро, което тукъ. поради NW посока на антиклиналната ось, попада северно отъ надлъжната долина на Ширококожшката рѣка.

Крайната югозападна частъ на Карабалканъ, по долното течение на Ширококожшката рѣка, е заета наново отъ грубослоистия катаклазенъ мраморъ. По дѣсния склонъ на долината, подъ Беденскитѣ минерални бани, се разкрива подлогата на спущащитѣ се отъ къмъ с. Беденъ мраморни маси, която се състои отъ смачкани и осукани слюдни шисти и тектонска брекча¹). Самата мраморна маса е силно напукана и сдробена. Отначало основата на мрамора е низко надъ рѣчното легло, което меандрира въ кристалинно-шистната подлога. При вливката на Беденския долъ мраморътъ слиза до самия рѣченъ урѣзъ и изгражда и долната частъ на лѣвия склонъ на долината. Надолу по течението на рѣката мраморътъ постеленно се издига по дѣсния долиненъ склонъ, и подъ устието на Замогилния долъ (лѣвъ притокъ на Ширококожшката рѣка) лежи на 50—60 м. надъ леглото на рѣката, за да слѣзе веднага пакъ до самия воденъ урѣзъ, подъ вливката на споменатия долъ, гдето преминава оттаткъ рѣката и изгражда цѣлия лѣвъ склонъ. Отъ тукъ надолу, Ширококожшката рѣка се всича каньоновидно въ мраморнитѣ маси, които заематъ изцѣло нейното легло до вливката ѣ въ р. Вжча.

По дѣсния склонъ, обаче, подъ устието на Замогилния долъ, мраморниятъ контактъ наново се издига надъ рѣчното легло като разкрива подлогата отъ смачкани шисти, и при вливката на Ширококожшката рѣка (долинното разширение Селище) достига 80—100 м. височина надъ леглото на р. Вжча. По течението на тази рѣка, мраморниятъ контактъ наново слиза до рѣчното легло при долинното разширение Забралъ, и мраморътъ преминава западно отъ рѣката като загражда отъ северъ и отъ югъ Девинския палеогененъ басейнъ. Така че, между мраморътъ, въ който е всечено леглото на Широко-

¹) Брекчозна мраморна клипа лежи и на лѣвия склонъ на Ширококожшката долина непосредствено надъ банитѣ.

лжшката рѣка, — подъ вливката на Замогилния долъ и отчасти леглото на р. Вжча въ мѣстността Селище, и мраморнитѣ маси, които лежатъ високо по дѣснитѣ склонове на тѣзи рѣки, се разкрива една ивица, широка около 400 м., отъ тектонски промѣнена кристалинно-шистна подлога.

Въ северна посока мраморитѣ отъ дѣсния склонъ на Широколжшката рѣка силно изтъняватъ и скоро изклинватъ къмъ южния вододѣлъ на Алена рѣка. На югъ сжщитѣ мраморни маси се простиратъ на широко и изграждатъ цѣлия ридъ Мурсалица, а презъ селата Настанъ, Грахотна, Гьовренъ и Триградъ достигатъ Триградската рѣка. Изъ тѣзи краища мраморътъ лежи, общо взето върху източната частъ на Родопския гранитенъ плутонъ¹⁾. Обаче, тази интересна въ тектонско отношение областъ е вече извънъ опредѣленитѣ, въ началото на тази работа, граници на Карабалканския ридъ.

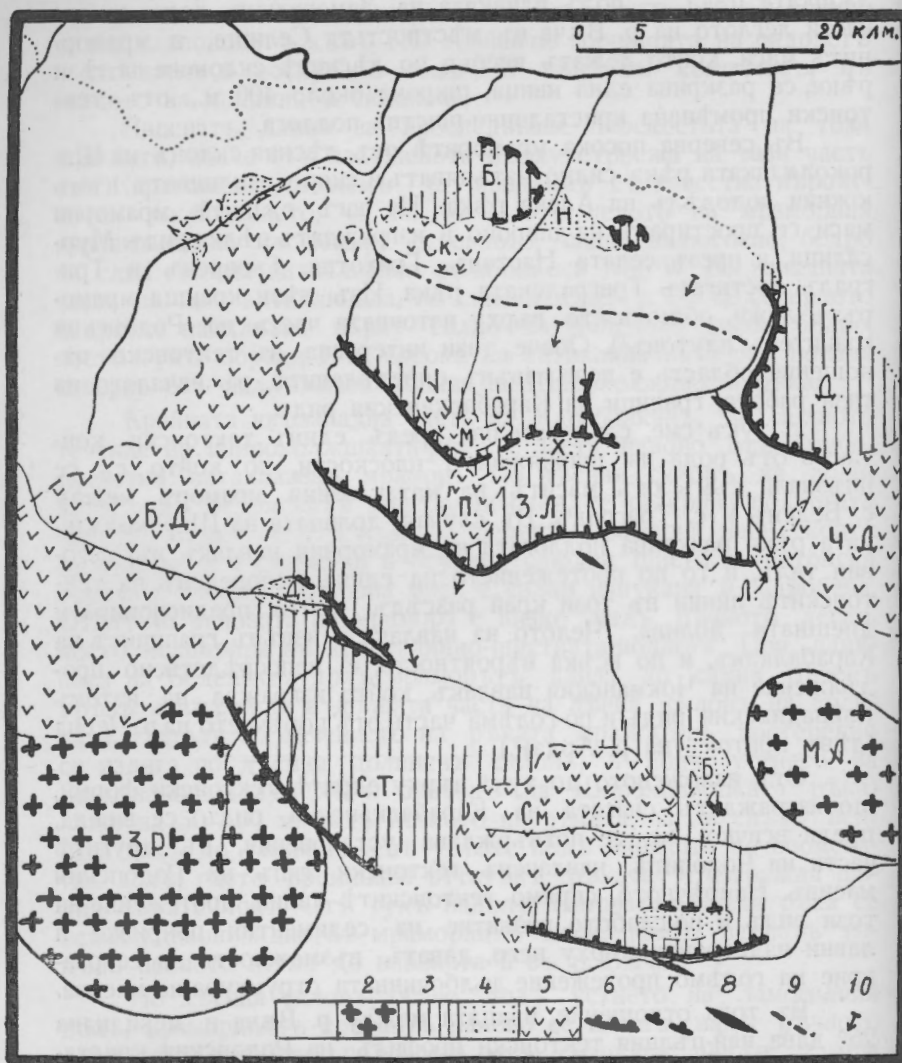
И тукъ сме, следователно, предъ единъ тектонски контактъ отъ рода на шарияжнитѣ плоскости, по който сж се плъзнали къмъ югъ маситѣ на катаклазния мраморъ между с. Беденъ и с. Триградъ. Въ случая, долината на Широколжшката рѣка разкрива подлогата на мраморния навлакъ въ неговия тилъ, и то по протежението на единъ успореденъ на тектонскитѣ линии въ този край разсѣдъ, който предиспонира и днешната долина. Челото на навлака е извънъ границитѣ на Карабалканъ, и по всѣка вѣроятностъ, е непосредствено продължение на Чокманския навлакъ, който изгражда на изтокъ Кайнадинския ридъ и по-голѣма частъ отъ порѣчието на р. Черна (лѣвъ притокъ на р. Арда)²⁾.

Отъ изложеното до тукъ върху едритѣ тектонски форми, що изграждатъ снагата на Карабалканския ридъ се вижда, преди всичко, че се потвърждава установения, въ другитѣ части на Родопитѣ, навлаченъ тектонски типъ на Родопския масивъ. Напрѣчното, спрямо тектонскитѣ линии, протежение на този ридъ и по-слабото ризвитие на седиментни покривки и лавни надстройки върху него, даватъ възможностъ да се разкрие на голѣмо протежение дълбочинната структура на масива.

Въ това отношение, ивицата между р. Вжча и меридиана 25° дава най-пълния тектонски профилъ на Родопския кристалиненъ цокълъ, отъ Пловдивското поле до Бѣломорската низина при Сарж—Шабанското поле (надъ 100 клм. дължина). Докато източно отъ тази ивица, дълбочинната структура на масива е силно воалирана отъ шелфовитѣ еоценски наслаги на

¹⁾ Положението на тѣзи мраморни маси е картирано въ геолошко-тектонската скица на Д. Ярановъ, приложена къмъ статията му „Приносъ къмъ морфологията на Западнитѣ Родопи“, Изв. Бѣлг. географ. д-во, кн. VII, 1939 г., гдето е означена и една автохтонна мраморна ивица, лежаща между алохтонния мраморъ на северъ и гранита на югъ.

²⁾ Ж. Гължбовъ, Родопскиятъ кристалиненъ цокълъ въ порѣчието на Горна и Срѣдна Арда, Геология на Балканитѣ, т. III, кн. I, 1938.



Обр. 4. Тектонска скица на Карабалканъ и часть отъ горното течение на р. Арда. 1.—Орто — и парашисти; 2.—гранитъ; 3.—навлаченъ мраморъ; 4.—оверсенския флишъ; 5.—риолитъ; 6.—чело на навлакъ; 7.—надлъхзване върху оверсенския флишъ; 8.—гранитни лещи (факолити); 9.—осъ на северо-родопската антиклинала; 10.—посока на движение на маситъ при образуване на диаклазитъ. Гранитни тѣла: З. Р.—западно-родопски плутонъ; М. А.—щока по Малка Арда. Навлаци: С. Т.—Смолянско—триградски; З. Л.—Забърдско—Лжквишки; О—Орѣховски; Б—Брѣстовишки; Д—Добростански. Палеогенни езерни басейни: Ч—Чокмански; С—Смолянски; Б—Бѣлорѣчки; Д—Девински; Х—Хвойненски; Н—Новоселски; Л—Лжквишки. Риолитни маси: См.—Смолянска; П—Персенска; М—Модерска; Ск—Скобелевска; Б. Д.—Брацигово—Доспатска; Ч. Д.—Чамдере—Драгойновска.

Fig. 4. Esquisse tectonique du Karabalkan et le cours supérieur de la rivière Arda. 1.—schistes cristallins (autochtone); 2.—granite; 3.—nappe de marbre; 4.—flysch d'Auver sien; 5.—rhyolite; 6.—front de charriage; 7.—chevauchement sur le flisch; 8.—lentille granitique (phakolite); 9.—axe de l'anticlinal du nord; 10.—direction des mouvements des masses qui produisent les diaclases. Masses granitiques: 3. P.—batholite granitique des Rhodopes occidentales; M. A.—masse granitique de la rivière Malka-Arda; Charriages: C. T.—de Smiljan—Trigrad; 3. Л.—de Zabârdo-Lâkavica; O—de Orehovo; Б—de Breštovica; Д—de Dobrostan. Bassins paléogènes (Auversien lacustre): Ч—de Tchokmanovo; См Smoljan; Б—de la rivière Bela-reka; Д—de Devin; X—de Hvoïna; Н—de Novossel; Л—de Lâkavica Masses rhyolitiques; См—de Smoljan; П—de Persenk; М—de Moder; Ск—de Skobelevo; de Brazigovo-Dospat; de Tchamdere—Dragoïna.

Султанъ—Ерийско и Хасковско, западно отъ р. Вжча същата структура е силно усложнена и съкратена въ напрѣжния профилъ отъ отпора на Родопския гранитенъ плутонъ, и припокрита отъ обширнитѣ лавни маси на Брацигово — Доспатската риолитна надстройка¹).

Въ приложение 2 е даденъ, въ силно схематиченъ видъ, напрѣжниятъ спрямо тектонскитѣ линии профилъ на Карабалканъ и частта отъ порѣчието на р. Арда. Този профилъ резюмира изложения по-горе тектонски планъ и дава последователността на едритѣ тектонски форми отъ северъ къмъ югъ. Обр. 4 дава тектонската скица на Карабалканъ и частъ отъ горното течение на р. Арда.

На северъ се издига широката северно-родопска антиклинала, съ плоскъ шарниръ, който има обща посока къмъ W—NW. Северното бедро на тази антиклинала, къмъ изтокъ (гдето се състои отъ автохтонни мрамори), преминава отъ татъкъ р. Чаа въ Добростанския мраморенъ навлакъ, а къмъ западъ се огъва въ една плоска надлъжна и усложнена съ разсѣди синклинала, която се заема отъ Св. Спасъ—Новоселското понижение. Върху това структурно понижение отчасти се е надхлъзнала Брѣстовишката мраморна плоча. Южното бедро на северно-родопската антиклинала представя частъ отъ Орѣховския навлакъ, който на западъ губи напълно вида на антиклинално бедро, а заедно съ това и неговата навлачна плоскост се издига къмъ вододѣлното било, подъ в. Пилафъ тепе до 1650 м. височина. Въ тази посока, по течението на р. Орѣшица се разкрива и тектонскиятъ прозорецъ Бозово, чието дъно е заето отъ слюдно шистната подлога на навлака. Западно отъ билото подлогата постепенно запада къмъ NW и при с Осиково тя лежи на 1450 м. височина, откъдето се спуща стръмно къмъ долината на р. Вжча. Ходътъ на тази навлачна повърхност е маркиранъ ясно съ височинното положение на пещеритѣ, които се разкриватъ въ челата на навлачнитѣ мрамори. Цирку-

¹) Вижте очертанятия на тѣзи геологични образувания въ геоложкитѣ скици, приложени къмъ цитираниѣ работи на Д. Ярановъ и Ж. Гължбовъ.

лацията на карстовата — процепна вода е използвала непропускливата шистова подлога на мраморния навлакъ, и нейното ниво е въ тѣсна зависимостъ отъ хода на тази подлога. Пещерата до с. Орѣхово е развита на 1000 м. височина; подътъ на Човѣшката пещера е на 1050—1080 м.; пещерата Имамитъ, въ горния край на тектонския прозорецъ Бозово, подъ връхъ Пилафъ тепе, е на 1600 м.; а въ западната частъ на навлачното чело, до стария турски чифликъ, подъ в. Модеръ е кородирана Чуриковската пещера на височина 1660 м.

Източната частъ на сѣщия навлакъ е пресѣчена отъ разсѣдъ съ посока къмъ О-НО. Този разсѣдъ се използва отъ течението на р. Чая подъ разширението на Долния Рупчосъ (Хвойненската котловина).

Този навлакъ може да се нарече Орѣховски по името на с. Орѣхово, разположено върху неговото чело.

Източнитѣ части на мрамора на този Орѣховски навлакъ изграждатъ едно ясно изразено надлъжно синклинално, усложнено съ разсѣди понижение, върху което самитѣ тѣ отчасти се надхлѣзватъ. Южното крило на това синклинално понижение е изградено отъ сѣщия катаклазенъ мраморъ, който образува единъ другъ, по-юженъ навлакъ, който може да се наименува Забърдски (по името на с. Забърдо, което е разположено върху челото на този навлакъ). Горнището на навлака е сѣщо така богато съ карстови форми, а подлогата му се състои отъ тектонски промѣнени шисти. И тукъ, както при Орѣховския навлакъ, подлогата се повишава къмъ билото на Карабалканъ и го достига на 1750—1800 м. височина, а по склоноветѣ на този ридъ се понижава постепенно и слиза до леглото на р. Чая и р. Вжча. Докато на изтокъ Забърдскиятъ навлакъ преминава р. Чая и продължава въ Лжкавишкия навлакъ, на западъ постепенно се деградира въ нѣколко мраморни люспи.

Така обрисуваниятъ ходъ на мраморнитѣ маси, северно и южно отъ р. Орѣшица, ни заставя да приемемъ, че източнитѣ части на Орѣховския и Забърдски навлакъ сж една обща обширна мраморна покривка, чиято западна частъ се раздвоява на описанитѣ две отдѣлни навлачни чела, южното отъ които, както видѣхме, се деградира въ мраморни люспи.

Силното извиване на западнитѣ части на навлачнитѣ чела къмъ NW, раздвояването и деградирането на самитѣ навлачи на западъ и сливането на навлачнитѣ маси, по източнитѣ склонове на Карабалканъ и източно отъ р. Чая, въ една обща навлачна плоча сж факти, които говорятъ, че навлакообразуващитѣ движения въ тази частъ на Родопитѣ, отслабватъ отъ изтокъ къмъ западъ.

Южно отъ челото на Забърдско-Лжкавишкия навлакъ лежи южното бедро на една втора голѣма родопска антиклинала, която е силно пресувана и изцѣло люспувана къмъ юго-западъ, поради което е изгубила напълно своя първиченъ видъ.

На много мѣста гнайситѣ на тази антиклинала сж интродуцирани съ малки гранитни щокове (съ неясна факолитна форма), каквито сж случаетѣ по Брѣзовски долѣ, по р. Арда около вливката на Комския долѣ, и пр. На тѣзи гранитни маси трѣбва да се гледа като на видими части отъ подземната връзка между гранитния плутонѣ на Западнитѣ Родопи и много помалкия гранитенѣ щокѣ, който заема порѣчието на р. Малка Арда и горното течение на р. Каба-ачѣ (лѣви притоци на р. Арда). Западната частъ на тази силно пресувана срѣдно-родопска антиклинала показва още по-силни тектонски нарушения. Кѣмъ р. Вжча шарнира на тази антиклинала е изгубилъ своята цѣлостъ, чрезъ коси процепвания, надхлѣзвания и люспувания кѣмъ югозападѣ.

Най-после, въ югозападния жгълѣ на Карабалканѣ лежи най-южната тектонска единица, която представя частъ отъ голѣмия Смилянско-Триградски навлакѣ. И по неговото теме сж се образували нѣколко надлѣжни структурни понижения, върху които се надхлѣзватъ кѣмъ югѣ части отъ самитѣ мраморни маси. (Девинско, Чокманско, Устовско и пр.) Тѣзи тектонски отношения личатъ въ най-южната частъ на схематичния профилъ на Карабалканѣ.

Както челата на Орѣховския и Забърдски навлакѣ, така и западната половина на челото на Смилянско-Триградския навлакѣ е претърпяло силно извиване кѣмъ NW. Несъмнено тѣзи торзии сж динамиченѣ изразѣ на отпора, който е оказалъ гранитниятѣ плутонѣ срѣщу натиска, създалъ тази така типична навлачна структура.

Следователно Карабалканѣ е изграденѣ, въ посока отъ северѣ кѣмъ югѣ, отъ следнитѣ едри тектонски форми.

1. Брѣстовнишки мраморенѣ навлакѣ,
2. Северно-родопска плоска антиклинала
3. Орѣховски мраморенѣ навлакѣ
4. Забърдски мраморенѣ навлакѣ
5. Срѣдно-родопска силно люспувана антиклинала
6. Смилянско-Триградски (Чокмански) мраморенѣ навлакѣ

(съ най-северозападнитѣ си части).

Всрѣдъ така очертанитѣ едри тектонски форми се проявяватъ вторични тектонски движения, които иматъ мѣсто, предимно въ областитѣ на мраморнитѣ навлаци, въ формата на надлѣжни, плоски синклинални понижения, на мѣста усложнени съ разсѣди и силни флексурни извивания.

Най-изразителното синклинално понижение наподобява на сѣдинска синклинала, обаче, надлѣжниятѣ профилѣ е твърде кжсѣ, т. е. потъването замира бързо по осята на синклиналата и се замѣстя съ издигане. Въ посока на синклиналната ось (N 70/80° W), извънъ самата синклинала, издигането е извънредно силно и създава условия за образуване на тектонски прозорци въ навлачните маси на мрамора, каквито сж прозор-

цитъ Бозово, западно отъ котловината и прозореца Лжки, на изтокъ отъ последната, при съединението на Джурковска и Лжавишка рѣка¹⁾.

Въ случая имаме една брахисинклинала, или както е прието да се нарича въ тектониката, единъ тектонски ембрионъ (брахиструктура). Този характеръ на въпроснитъ понижения личи още по-ясно въ другитъ части на разглежданата област. Девинското, Св. Спасъ—Новоселското, Смолянско—Устовското и Чокманското понижения сж действително плоски брахисинклинали, доста усложнени при по-къснитъ дислокационни и ерупционни процеси.

Известно е, че всички тѣзи структурни понижения сж заети отъ наслагитъ на Родопския езеренъ флишъ. Стратиграфията на наслагитъ, които заематъ Хвойненската котловина, бѣше дадена по-горе, гдето се подчерта и тѣхната диастрофична фация. Подобенъ стратиграфски редъ се наблюдава и въ езернитъ наслагъ на Девинско, Св. Спасъ, Новоселско и по порѣчието на Горна-Арда — Чокманско, Чучурско, Ардинско, Устовско и пр.

И басейнитъ по порѣчието на Горна-Арда потвърждаватъ най-категорично диастрофичния характеръ на езерната пластова задруга. Съ изкачване къмъ горнитъ хоризонти на тази задруга, едрината на материалитъ става все по-голъма и по-голъма (отъ пелити презъ псамити преминаватъ въ псефити). Най-долнитъ хоризонти се състоятъ отъ фино хартиено наслоени тъмни глинести шисти и глинести мергели, които показватъ на мѣста битуминозностъ и вжглищни линзи.

Нагоре почватъ да се явяватъ, отначало тънкослойни, а следъ туй и дебелослойни слюдни пѣсъчници съ кръстосано наслоение и пѣсъчно глинести и дребноконгломератни прослойки. Най-горе профилътъ е заетъ отъ груби дебелослойни конгломерати въ прослойки съ едрозърнести пѣсъчници, на мѣста (с. Райково) споени съ туfoва маса. И тукъ липсата на риолитни валуни, въ тази преди всичко кластична задруга, е ясно подчертана. На мѣста пѣсъчницитъ и конгломератитъ лежатъ съ слаба дискорданция върху хартиенитъ шисти.

Въ тѣзи наслаги не сж намѣрени ясно опредѣлими вкаменелости, а богатата фосилна флора не е още проучена. Поради тази причина и датировката имъ за сега може да стане само възъ основа на тѣхната литология и стратиграфски поредъкъ.

Тѣзи наслаги покриватъ въ видъ на по-малки или по-голъми петна кристалиннитъ скали на Родопския цокълъ. Както видѣхме, има ги по Карабалканъ и земитъ около него, по порѣчието на Горна-Арда, а въ Източнитъ Родопи, въ Султанъ Ерийско и Хасковско се разкриватъ тукъ-таме подъ органогеннитъ варовици и мергели (съ горно-еоценски и долно-оли-

¹⁾ Споредъ цитираната работа на А. Янишевски.

гоценски ортофрагмини, нумулити, ехиниди и корали) на шелфовото Хасковско море.¹⁾

Наслагитѣ на Хасковското море въ Кърджалийско сж една интересна серия отъ органогенни варовици, варовити мергели и туфови прослойки, което сочи силна експлозивна вулканска дейность всрѣдъ шелфовитѣ части на това топло море.²⁾ Подъ този комплексъ, въ Кърджалийския долъ Буюкъ-дере се разкриватъ флишки наслаги, които показватъ сжция стратиграфски поредѣкъ и сжщитѣ литоложки особености, каквито се срѣщатъ по-западно въ описания по-горе флишъ на Ахж-Челебийско, Рупчоско, Девинско и пр.³⁾

И тукъ твърде характерна е липсата на риолитни валуни въ флиша, и наличието на туфови прослойки и пирокластични риолитни отломъци всрѣдъ отгоре лежащитѣ органогенни варовици.

Следователно, времето на утаяването на въпросния флишъ е преди максималното разширение на Хасковското море, което по палеонтоложки данни се опредѣля като горно еоценско — долно олигоценско. Самиятъ флишъ отговаря на единъ по-долень етажъ на Еоцена, вѣроятно горнитѣ части на Оверсиена.

Физиогеографскитѣ условия, които сж съпровождали образуването на оверсиенскитѣ наслаги, ясно се опредѣлятъ отъ тѣхния флишки характеръ.

Ванъ-деръ-Грахтъ (1931 г.)⁴⁾ опредѣля флиша като отложеня съпжтствуващи движенията, които предшествуватъ оптимума на орогенната фаза. Басейнътъ, въ който се отлага флишътъ, може да бжде плитѣкъ или дълбокъ съ морски или континентални условия. Вертикалната смѣна на наслагитѣ показва ясна тенденция къмъ увеличение едрината на материалитѣ отдолу — нагоре, което сочи, че тѣ сж едновременни съ първата възходяща частъ на орогенната фаза. Често оптимума на фазата може да се изрази въ надхлъзвания върху самитѣ флишки маси — покритъ флишъ.

Тѣзи изводи, които сж изградени възъ основа изучванията на флиша въ Оклахома и Тексасъ (С. А. С. Щ.) и на алпийския флишъ, сж напълно приложими и при обяснение произхода на родопския оверсиенски флишъ.

¹⁾ Подробности върху тази стратиграфия е дадена у St. Bontscheff, Das Tertiärbecken von Haskovo. Jahrb. der K. K. geolog. Reichsanstalt, Bd. 46, H. 2, 1896 и у П. Гочевъ, Опытъ за паралелизация на Палеогена въ Балканскитѣ страни. Сп. Бълг. геол. д-во, год. VII, кн. 1, 1935.

²⁾ Ж. Гълъбовъ, Неоефузията въ порѣчието на Горна и Срѣдна Арда, Изв. Бълг. геогр. д-во, кн. 5, 1938.

³⁾ Отъ части профилътъ на флиша въ дола на р. Буюкъ-дере е даденъ въ книгата на Г. Коняровъ, Кафявитѣ вжглиши въ България, 1932, стр. 229.

⁴⁾ По У. Х. Гвенхофел, Учение об образований осадков, переводъ отъ английски (1932), 1946, стр. 115.

Образуването на брахисинклиналнитѣ понижения, въ които се таложилъ въпросниятѣ флишъ, сочатъ началнитѣ, ембрионални форми на една орогенна фаза, започнала да се проявява въ началото или срѣдата на Оверсиена въ видъ на слаби брахисинклинални потъвания и широки плоски издувания. Докато първитѣ заематъ, слабитѣ въ тектонско отношение зони — горницата и челата на мраморнитѣ навлаци, вторитѣ съвпадатъ предимно съ старитѣ антиклинали и даватъ материалъ за запълване на заетитѣ съ езера синклинални понижения.

Пелитнитѣ маси, които заематъ основата на родопския флишъ, говорятъ за единъ зрѣлъ релефъ, за една езерна хълмиста равнина, която въ течение на оверсиенския седиментенъ цикълъ постепенно увеличава своята енергия на релефа, поради тектонски причини. Това подсилване на енергията на релефа обуславя отлагането на по-едрокластични маси (слюднитѣ пѣсъчници съ дребноконгломератни прослойки върху пелитната основа на флишкия профилъ). Къмъ края на Оверсиена релефътъ на Родопския масивъ е напълно подмладенъ поради силно издигане въ областитѣ на плоскитѣ издувания между синклиналитѣ. Само една извънредно силна енергия на релефа може да създаде напимѣръ, грамаднитѣ „екзотични блокове“ отъ гранитъ, които коронясватъ флиша на Хвойненската котловина. Въ момента на орогенния пароксизъмъ въ края на Оверсиена, тангенциалниятъ натискъ създава редица разсѣди и навлачни плоскости, по които частъ отъ севернитѣ огради на флишкитѣ басейни се надхлѣзватъ къмъ югъ върху самитѣ флишки маси. Тогава се създаватъ и описанитѣ по-горе, и представени въ схематичния профилъ на Карабалканъ, люспувания и навлачания на катаклазния мраморъ върху оверсиенския флишъ. Макаръ и не много голѣми по размѣръ, тѣзи навлачни даватъ указание за едно слабо геоложко подмладяване на Родопския цокълъ и опредѣлятъ оверсиенския флишъ като „покритъ флишъ“.

Следователно, между Оверсиена и Приабона въ обсега на Родопския масивъ сж се проявили синорогенни движения, отначало съ преобладаване на вертикалната компонента, а въ момента на орогенния пароксизъмъ съ господство на тангенциалнитѣ движения, които създаватъ и покрития характеръ на родопския флишъ.

Като епигонъ на тѣзи земекорни движения се явяватъ родопскитѣ неоефузивни маси, които въ изучваната област покриватъ предимно горницата на мраморнитѣ навлаци, въ близко съседство съ тѣхнитѣ чела. Риолитнитѣ неки сѣкатъ едновременно флишкитѣ наслаги и покриващитѣ ги навлачни мрамори. Това говори за постнавлачната възраст на родопската неоефузия, а туфитнитѣ прослойки всрѣдъ органогенитѣ варовици на Хасковската пластова задруга въ съседната Султанъ-Ерийска област, ясно говорятъ за нейната приабонска

възраст. Отдължитъ лавни маси, на северъ, образуватъ обособени Staurücken'i (Модерски, Персенкски), а на югъ — сравнително голъмата Смолянска риолитна покривка.

Естествено, тѣзи орогенни прояви ще иматъ аналогъ и въ съседната Старо-планинска оросинклинала. Тамъ тѣ трѣбва да се проявятъ съ по-изразителна пликативна форма, поради пластичността на геосинклиналнитѣ материали.

И действително, една отъ типичнитѣ формации въ Старо-планинската ивица сж оверсиенскитѣ флишки наслаги, богати съ едри „екзотични валуни“. Този флишъ заема не само северния склонъ на планината, но и нейнитѣ вътрешни части, и участвува въ едно сле доверсиенско нагъване. Въ Източна Старопланина сжщя флишъ е припокритъ дискордантно съ Приабонъ¹⁾.

Следователно, между Оверсиена и Приабона въ Старо-планинската оросинклинала се е проявила нѣкоя отъ фазитѣ на Пиренейската орогенеза, която споредъ Е. Бончевъ²⁾ е главната орогенна фаза за Старопланинската тектонска ивица.

Както видѣхме тази орогенеза е намѣрила отзвукъ и въ обсега на консолидирания Родопски масивъ, както въ форма на синорогенна епирогения (постепенно изкорубване и издигане на оверсиенската езерна равнина), така и въ формата на слаби алпийотипни движения (коси люспувания и надхлъзвания върху флиша).

Докато датирането на покрития Родопски флишъ, а отъ тамъ и времето на вторичното навлачане на мраморнитѣ маси е опрѣно на по-сигурни факти, никакви положителни указания нѣмаме за опрѣдяне времето на изграждането на основната структура на Карабалканъ.

При създаване на тази структура, общото движение на скалнитѣ маси е било къмъ югъ, то изгражда и четиритѣ мраморни навлака между с. Брѣстовица и с. Смилянъ. Движението на навлацитѣ е срѣщнало отпоръ отъ гранитния плутонъ на Западнитѣ Родопи, а отчасти и отъ голѣмия гранитенъ шокъ, който заема порѣчието на р. Малка Арда, поради което, мраморнитѣ навлаци претърпяватъ една торзия въ плоскостта на навлачането при приближаване къмъ гранитнитѣ маси. Междината между дветѣ гранитни маси играе ролята на единъ тектонски коридоръ, гдето сжществуватъ благоприятни условия (дебелина и пластичность на маситѣ, свободно пространство) за развитие и предвижване на Смилянско-Триградския навлакъ къмъ югъ.

Условно може да се приеме, че възрастта на тѣзи земекорни движения, които изграждатъ основната структура на

¹⁾ Ст. Бончевъ, Обяснение на листа Царибродъ отъ геоложката карта на България въ мѣрка 1:126000, 1930, стр. 62—63.

²⁾ Е. Бончевъ, Алпидски тектонски прояви въ България. Спис. Бълг. егол. д-во, год. XII, кн. 3, 1940.

Карабалканъ е по-млада отъ времето на родопската гранитна интрузия и съответствува на нѣкои отъ фазитѣ на херцинската орогенеза.

Най-младото отъ движенията, които изграждатъ едритѣ структурни форми на Карабалканъ, е напрѣчното изкорубяване на този ридъ съ ось приблизително успоредна на орографското било. Това напрѣчно издуване е настъпило следъ главното навлачане на мрамора, вторичнитѣ люспувания върху оверсиенския флишъ и риолитнитѣ ефузии. То ясно личи по западането, както на плоскитѣ антиклинални била, така и на навлачните плоскости къмъ долинитѣ на рѣкитѣ Вжча и Чаа.

Дребни тектонски форми. Горнитѣ едри структурни форми само въ общи линии представятъ цѣлостни тектонски единици. Взрѣмъ ли се внимателно въ положението и взаимотношението на пластоветѣ на тѣзи едри тектонски форми, ще установимъ многобройни, макаръ и сравнително малки по протежение, но изразителни нарушения въ пластовата цѣлост.

По-горе многократно бѣше отбелязана катаклазността на навлачния мраморъ¹⁾, сдробеността на навлачната подлога и пресуването и люспуването на срѣдно-родопската антиклинала. Тѣзи тектонски деформации говорятъ, че скалнитѣ маси сж били подложени на силни механически въздействия.

Естествено, връзката на пластовитѣ деформации съ силитѣ, които сж ги създали, е много сложна, поради усложнения отъ многократното повторение на тектонскитѣ движения въ миналото и поради различията въ динамичната обстановка, всрѣдъ която се развиватъ тѣзи движения. За да се добие една, макаръ и схематична, представа поне за направлението на динамичния притискъ, който се отнася къмъ по-къснитѣ периоди отъ тектонското развитие на Карабалканъ, ще трѣбва да се обърне внимание ни процепитѣ (диаклазитѣ) що гжсто изпомрежватъ скалнитѣ маси на този край.

Измѣрването на азимута на тѣзи безбройни процепи е една бавна и изискваща търпение работа, която обаче дава възможностъ да се установи известна законосъобразностъ въ тѣхното разпредѣление. Покрай това чисто теоритическо значение процепитѣ иматъ и важна практическа стойностъ, тѣ сж директриси, които сж опредѣляли пжтя на минерализацията и на деструкционнитѣ процеси, а днесъ непосредствено обуславятъ голѣма частъ отъ микроформитѣ.

Въ следващитѣ нѣколко реда ще бждатъ разгледани само тѣзи процепи, които еднакво изпомрежватъ, както кристалинитѣ шисти и навлачния мраморъ, така и оверсиенския флишъ и риолит-

¹⁾ Тази катаклазностъ на мраморнитѣ маси е сжшо така многократно отбелязана и отъ Г. Бончевъ въ работитѣ му: Приносъ къмъ петрографията на Западнитѣ Родопи, Периодическо списание, т. LXII. 1901; Скалитѣ и минералитѣ въ Пашмаклийския окръгъ. Год. Соф. Универ. т. XVIII, II. физ-мат. фак., 1922 г.

нитъ маси. Най-ясни и най-поучителни сж диаклазитъ по билнитъ части на северно-родопската и сръдно-родопската антиклинали, гдето почти хоризонталнитъ дебелослойни гнайси сж разбити на удивителни по своята правилностъ, въ хоризонтално и вертикално направление, процепи. Извънредно подчертана е правилността на диаклазитъ по плоскитъ гърбища на върховетъ Червения камъкъ, Харманя, Камлигоръ, около с. Брѣзовица, Ситово и особено по междурѣчието между Лилковския и Ситовския долъ. Сжщата издържаностъ личи и по слабо наклоненитъ къмъ NO дебелослойни гнайси по плоското било на Кумъ-кедикъ. Въ тѣзи така характерни по своята процепна тектоника области, сж развити две процепни системи, запазващи съ удивително постоянство на голъма площъ, своитъ азимуты. (Между Кумъ-кедикъ и в. Харманя отстоянието е 26—27 клм.) Посокитъ на въпроснитъ процепни системи сж $N 35^{\circ}/40^{\circ} W$ и $N 60^{\circ}/65^{\circ} 0$, склучващи въ меридианнитъ квадранти жгълъ отъ 100° , а въ квадрантитъ по паралела жгълъ 80° . Бисектрисата на меридианнитъ (поширокитъ) квадранти сочи сръдно къмъ $N 13^{\circ}$. Процепнитъ системи разбиватъ дебелослойнитъ гнайси на удивителни по правилността си четиристенни блокове и призми. На мѣста диаклазитъ се проявяватъ на повърхността на скалитъ, като тънки процепни линии, по които извѣтрителниятъ процесъ е образувалъ плитки или дълбоки жлеbove, другаде процепитъ сж зѣещи, съ напълно правилни и гладки, полирани стени. Ширината на зѣещитъ процепи е отъ порядъка на нѣколко дециметри, но сръщатъ се и широки до 1—2 метра. Дълбочинитъ имъ сж найразлични, на мѣста достигатъ до 20—35 м. Последнитъ размири даватъ истински пропасти, които очудватъ съ грандиозността на своитъ праволинейни и гладки стени. Въ това отношение забележателна е мѣстността „Гарвановъ камъкъ“, разположена по лѣвия склонъ на Ситовска рѣка подъ с. Ситово.

Тукъ се намираме въ южната часть на плоското било на северно-родопската антиклинала, гдето дебелослойнитъ гнайси показватъ наклонъ къмъ $S 20^{\circ} W$, подъ жгълъ $7^{\circ}/8^{\circ}$. Гнайситъ сж процепени съ вертикални диаклази въ посока $N 40^{\circ} W$ и $N 60^{\circ} O$, които ги разбиватъ на грамадни призмени блокове. Ширината на процепитъ се колебае отъ незначителна цепка до 2—3 м. максимална величина. Дълбочината имъ достига 15—25 м., като разкрива извънредно праволинейни стени. Чрезъ проследяване разположението на жилнитъ маси и пластови повърхности по дветъ стени на процепитъ, могатъ да се установятъ не само хоризонтални предвижвания по процепнитъ плоскости но и вертикални отсѣдания, по които часть отъ блоковия комплексъ е хлътналъ съ видимъ отскокъ 10—20 м. По такъвъ именно начинъ се е образувалъ кресловидниятъ отсѣдъ „Гарвановъ камъкъ“

Другаде процепнитъ стени ограждатъ четиристенни призми и блокове, уединено стърчащи надъ горнището на нѣкои из-

вънредно дебелослоенъ гнайсовъ пластъ. Така се създаватъ истински „исполински руини“, които привличатъ вниманието съ причудливитъ си очертания. Характеренъ примѣръ за такива структурни микроформи е мѣстността Шудъ-градъ, въ предната частъ на рида, който дѣли водитѣ на Ситовска отъ Лилковска рѣки, току надъ тѣхната сливка. И тукъ процепитѣ сж напълно вертикални съ посоки № 40° N и N 60° O.

Споменатитѣ процепи сж господствуващи въ по-голѣмата частъ на Карабалканъ. Тѣ сж разпространени не само всрѣдъ кристалиннитѣ шисти, но и по западнитѣ, крайни части на навлачния мраморъ, гдето, както видѣхме по-горе, навлацитѣ се деградиратъ въ люспи, поради което запазватъ по-добре цѣлостъта си. Тамъ, по мраморитѣ на в. Бърдо и северно отъ Лопушка рѣка (дѣсенъ притокъ на р. Лесковска) пакъ личатъ диаклазнитѣ системи N 40° W и N 60° O. Сжщитѣ системи пресичатъ и риолитнитѣ маси, като ги наплочватъ на отвесни или силно наклонени къмъ северъ плочи, или ги нацепватъ на неправилни четиригълни призми¹⁾. Напримѣръ, риолитътъ на в. Пилафъ е отвесно налоченъ въ посока N 60° O; риолитната дайка по билото на Карабалканъ, южно отъ в. Голѣмъ Персенкъ и Глухитѣ камъни, дава неправилни призми отъ кръстосването на диаклазитѣ N 35°/40° W и N 55°/60° O; риолитътъ на в. Персенкъ е напуканъ въ посоки N 30°/40° W и N 45°/65° O. Всички тѣзи данни за напукването на навлачния мраморъ, кристалиннитѣ шисти и риолита, говорятъ за единъ общъ, господствуващъ въ по-голѣмата частъ на Карабалканъ, динамиченъ натискъ, който е създалъ и диаклазната двойца N 40° W и N 60° O. Възъ основа посоката на тѣзи процепи, по които, както се изтъкна, личатъ хоризонтални предвижвания, може да се построи елипсоида на деформациитѣ на скалнитѣ маси.

Както е известно, кжсата ось на този елипсоидъ е винаги перпендикулярна на тектонскитѣ линии, т. е. въ посока на тектонския притискъ, а дългата — спроти условията или отвесна или успоредна на тектонскитѣ линии (перпендикулярна на направлението на тангенциалнитѣ движения). Като се има предъ видъ, че поради силното епирогенно издигане на Родопския масивъ се разкриватъ дълбокитѣ строежни зони на земната кора, а самото лоспуване и шарирание увеличава товара на сжщитѣ зони, и съ това е създало по-малко благоприятни условия за разтягане въ посоката на отвеса, отколкото за движения въ страни т. е. въ посока успоредна на тектонскитѣ линии, трѣбва да се допусне, че дългата ось на елип-

¹⁾ Изобщо риолитнитѣ маси въ обсега на Карабалканъ не показватъ такова изразително призмено напукване, каквото се срѣща въ лавнитѣ маси на Переликската (Смолянска) и Султанъ-Ерийската ерупции, което по казва малкия размѣръ, Staurücken'овъ видъ на Карабалканскитѣ еруптивни маси.

соида е хоризонтална и перпендикулярна на направлението на тектонския притискъ.

При така ориентиранъ елипсоидъ (къса ось въ посока на притиска, а дълга — хоризонтална и перпендикулярна на него) трѣбва да очакваме две системи отъ вертикални, придружени съ размѣстване процепи, които сж разположени подъ жгълъ около 45° спрямо посоката на притиска и се пресичатъ въ отвесната срѣдна ось на елипсоида.

Тѣзи теоритически предполагаеми отвесни процепи отговарятъ напълно на наблюдаваната двоица процепи съ посоки $N 40^{\circ} W$ и $N 60^{\circ} O$. Вертикалността на въпроснитѣ процепи, гладкитѣ имъ стени, наличието на макаръ и слаби хоризонтални предвижвания по тѣхнитѣ плоскости, при което ясно личи, че по меридианнитѣ квадранти имаме пристягане, а по шириннитѣ — разтягане, сж факти, които говорятъ, че тектонскиятъ притискъ е ималъ посока бисектрисна на по-широкитѣ меридианни квадранти¹⁾. Посоката на тази жглополовяща е $N 10^{\circ}/15^{\circ} O$, тази е и посоката на тектонския притискъ, който е създалъ въпроснитѣ диаклазни системи и сблизилъ меридианнитѣ квадранти на елипсоида на деформациитѣ.

Освенъ споменатитѣ процепни системи наблюдаватъ се и процепи съ посока $N 10^{\circ}/15^{\circ} O$ и $N 80^{\circ}/85^{\circ} W$. Тѣзи процепи не се хвърлятъ въ очи така силно, първитѣ, поради бързото имъ изклонване и липса на голѣма праволинейностъ, а вторитѣ — поради приблизителното имъ съвпадение съ посоката на пластоветѣ и челата на люспитѣ. Тѣ се наблюдаватъ както въ шиститѣ (по Петварския долъ, Ракитовска рѣка, околноститѣ на с. Чепеларе, Лопушка рѣка и пр.) и мраморнитѣ маси (по навлачнитѣ маси северно отъ Лопушка рѣка и пр.) така и въ риолита (Караманджа). Посоката на тѣзи процепи съвпада съ посоката на късата и дълга оси на елипсоида, т. е. съ посоката на тектонския притискъ и неговата нормала. По брой на наблюдаванитѣ случаи тѣ стоятъ на второ мѣсто. Източно отъ р. Чаѣ тази диаклазна двоица е запълнена съ рудоносни кварцови жили²⁾.

Въ крайната северо-източна частъ на Карабалканския ридъ двоицата отъ процепи — $N 40^{\circ} W$ и $N 60^{\circ} O$ е завъртяна на около 15° въ посока на часовата стрелка. Тамъ диаклазитѣ иматъ направление $N 20^{\circ} W$ и $N 70^{\circ}/75^{\circ} O$ (около с. Лесково, по долното течение на р. Луковица и пр.).

Обратно, въ крайната юго-западна частъ на този ридъ, по течението на Ширококожшката рѣка, основната диаклазна двоица е въртната на 25° въ посока обратна на часовата стрелка, тамъ направлението на процепитѣ е $N 65^{\circ} W$ и $N 40^{\circ} O$

¹⁾ Споредъ G. F. Becker (1893 г.), никжде не могатъ да се наблюдаватъ факти, които да говорятъ, че посоката на тектонския притискъ е бисектрисна на острия жгълъ между диаклазитѣ.

²⁾ Вижте споменатитѣ работи на W. Petrascheck и A. Янишевски.

(около с. Стойкитъ, мрамора по Беденския долъ, около Беденскитъ бани и пр.). Следователно, въ първия случай (крайната северо-източна частъ) жглополовящата на меридианнитъ квадранти сочи $N 25^{\circ}/27^{\circ}O$, а въ втория — (крайната юго-западна частъ) $N 12^{\circ}W$. Както тѣзи две жглополовици, така и по-рано споменатата — $N 12^{\circ}O$, сочатъ посоката на локалната проява (кинематиката) на динамичнитъ напрежения въ скалнитъ маси¹).

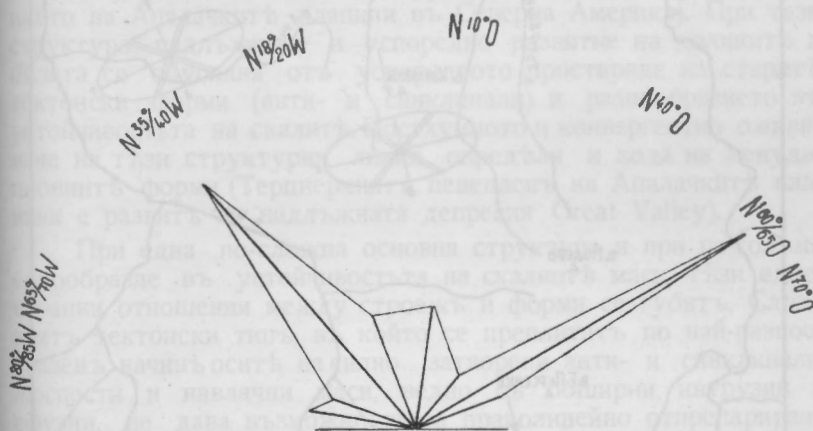
Естествено, кинематичната проява на динамичнитъ напрежения, въ различнитъ части на единъ земекоренъ блокъ, се опредѣля отъ онѣзи различия въ устойчивостъта и плътностъта на земекорнитъ маси, които различия сж създадени отъ по-старитъ геоложки процеси, и които, въ началото на тази глава, нарекохме динамична обстановка. Като се има предъ видъ общиятъ ходъ на тектонскитъ линии, що изграждатъ тази частъ на Родопския масивъ, чиято обща посока е $W/NW - O/SO$, трѣбва да се допусне, че главното направление на тектонскитъ напрежения видимо има посока отъ N/NO къмъ S/SW (бисектрисата $N 25^{\circ} O$). Обаче, въ различнитъ части на Карабалканъ действителнитъ движения сж измѣняли посоката си спроти мѣстнитъ геоложки обстоятелства. Силно влияние върху мѣстнитъ движения на скалнитъ маси показва голѣмиятъ Западно-Родопски плутонъ. Съ приближаване къмъ неговата северо-източна повърхностъ, кжсата ось на елипсоида на деформациитъ (съвпадаща съ мѣстното направление на тектонския натискъ) промѣня постепенно своята посока отъ $N 25^{\circ} O$, въ северо-източната частъ на Карабалканъ, презъ $N 12^{\circ} O$ до $N 12^{\circ} W$ въ юго-западната частъ на сжщия ридъ, въ съседство съ повърхностъта на гранитния плутонъ.

Следователно, мѣстнитъ посоки на тангенциалнитъ напрежения представятъ равнодействуваща на една двоица отъ сили, първата отъ които е съ посока на първичния тектогененъ притискъ отъ $N 25^{\circ} O$ къмъ $S 25^{\circ} W$, а втората се създава отъ противодействието на гранитния плутонъ. Последното се изразява въ форма на едно напрежение съ посока отъ NW къмъ SO по северо-източната гранична повърхностъ на потъващия къмъ юго-изтокъ плутонъ. Съ приближаване къмъ въпросния плутонъ величината на тази насочена къмъ юго-изтокъ силова компонента нараства, вследствие на което, въ посокитъ на мѣстнитъ тектонски напрежения все повече и повече се проявява юго-източната компонента, и вече по долното течение на Широколжшката

¹ Тукъ таме въ областитъ съ бисектрисна посока $N 12^{\circ}O$ се установяватъ тѣсни ивици, въ които скалната маса е процепена съ диаклази, чиято меридианна бисектриса сочи $N 25^{\circ}/27^{\circ} O$, т. е. ивици, въ които елипсоидътъ на деформациитъ е завъртанъ на около 15° по часовата стрелка, по отношение неговата господствуваща ориентация въ областъта (Шудъ—градъ, риолитнитъ маси на Голѣмъ Персенкъ, Перелика и Лилковския връхъ Св. Илия).

ръка видимата посока на мѣстния натискъ е отъ N 12° W къмъ S 12° O.

Въ обр. 5 е дадена роза — диаграма на процепитѣ общо за цѣлия Карабалканъ. Личи преобладаване на диаклазната двойца N 35°/40° W — N 60°/65° O, и по-слабото развитие на двойцата N 80°/85° W — N 10°/15° O. Поради незначителната площ, въ която сж развити диаклазнитѣ двойци N 20° W —



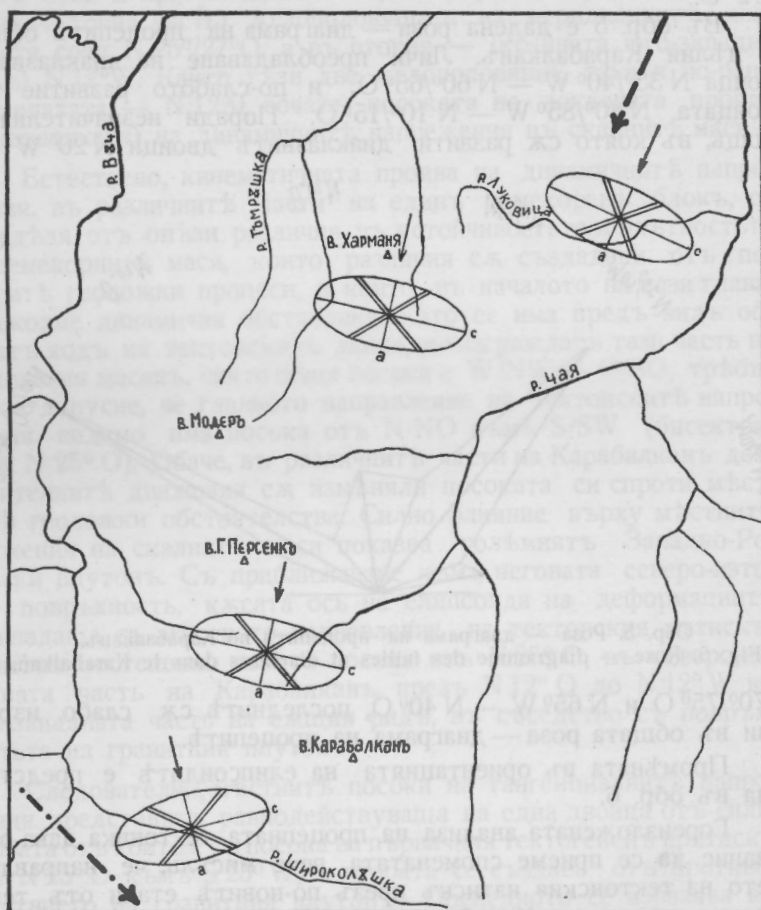
Обр. 5. Роза — диаграма на процепитѣ по Карабалканъ.

Fig. 5. Rose — diagramme des failles et diaclasses dans le Karabalkan.

N 70°/75° O и N 65° W — N 40° O, последнитѣ сж слабо изразени въ общата роза — диаграма на процепитѣ.

Промѣната въ ориентацията на елипсоидитѣ е представена въ обр. 6.

Гореизложената анализа на процепната тектоника дава основание да се приеме споменатата вече мисълъ, че направлението на тектонския натискъ презъ по-новитѣ етапи отъ тектонския животъ на Карабалканъ общо взето съвпада съ това направление, което е изградило презъ херцинско време основнитѣ тектонски форми на този ридъ. Съ други думи, съществува една приемственостъ въ земекорнитѣ движения при последователното изграждане на карабалканскитѣ структурни линии. Движението на маситѣ къмъ югъ, което е съпроводило образуването на основнитѣ едри тектонски форми, продължава и презъ алпийския орогененъ цикълъ, когато се създаватъ брахисинклиналнитѣ форми и тектонски покритиятъ, пакъ въ посока къмъ югъ, флишъ. Същото направление има и тектонскиятъ натискъ, който е създалъ и описаната процепна тектоника. Това говори за постоянството на динамичната обстановка, която съпровожда и къснитѣ фази на алпийския орогененъ цикълъ.



Обр. 6. Ориентиране на елипсоидитъ на деформациитъ съ приближаване къмъ Западно-Родопския гранитенъ плутонъ.

Fig. 6. Orientation des élipsoïdes des déformations avec rapprochement vers le batholite granitique des Rhodopes occidentales.

Тѣзи сж генетичнитъ основи, на които се гради възгледа, че Родопитъ въ геолошко, а отъ тамъ и въ морфолошко отношение представятъ единъ херцински масивъ¹⁾.

¹⁾ При изучаване Палеозоикума по порѣчието на р. Батулийска (дѣсенъ притокъ на рѣка Искъръ) могатъ да се набератъ факти, възъ основа на които да се твърди, че посоката на натиска, презъ херцинската орогенеза, е била сжщо къмъ югъ. Естествено тази посока е напълно различна отъ голѣмитъ, насочени къмъ северъ, алпинотипни движения въ Старопланинската оросинклинала презъ време на алпийския орогененъ цикълъ.

Морфология

Старитѣ масиви, които сж претърпѣли нѣколкократно морфоложко подмладяване, показватъ различни степени въ приспособяването на релефа къмъ геоложката структура. Сждествуватъ тектонски типове, които благоприятствуватъ приспособяването на формитѣ къмъ структурата. Въ това отношение, типична е апалачката структура на старитѣ масиви (по името на Апалачкитѣ планини въ Северна Америка). При тази структура, надлъжното и успоредно развитие на долинитѣ и билата се обуславя отъ успоредното простиране на старитѣ тектонски форми (анти- и синклинали) и разнообразието въ устойчивостта на скалитѣ. Постхумното и конвергентно оживяване на тѣзи структурни линии опредѣля и хода на денудационнитѣ форми (Терциерниятъ пенепленъ на Апалачкитѣ планини е развитъ по надлъжната депресия Great Valley).

При една по-сложна основна структура и при по-голъмо разнообразие въ устойчивостта на скалнитѣ маси, тѣзи едностранни отношения между строежъ и форми се губятъ. Сложниятъ тектонски типъ, въ който се преплитатъ по най-разнообразенъ начинъ оситѣ на силно затворени анти- и синклинали, люспести и навлачни маси, ведно съ обширни интрузии и рфузии, не дава възможностъ за праволинейно отпрепарирание на устойчивитѣ срещу ерозията пластове. Сложната тектоника и изобиленъ магматизъмъ сж уплѣтнили и споили подобни стари масиви и последнитѣ реагиратъ повече германотипно на по-къснитѣ тектонски напрежения. Конкретно движенията на тѣзи масиви се изразяватъ въ бавни и обширни по площъ издигания и понижения, които морфоложки се изразяватъ въ плоски, често усложнени съ разсѣди, изкорубвания. Тѣзи бавни издувания, които се опредѣлятъ морфоложки и генетически като синорогенна епирогенеза сж факторитѣ, които опредѣлятъ както морфоложката еволюция на масивитѣ, така и смѣнатата на фацитѣ въ близкитѣ и по-далечни водни басейни.

Типични примѣри на такъвъ сложенъ тектонски типъ, а отъ тукъ и на особенъ морфоложки стилъ, сж Бохемскиятъ масивъ и Централното френско плато.

Потърсимъ ли мѣстото на Родопския масивъ въ тази класификация на тектонскитѣ типове, ще видимъ, че неговиятъ тектонски типъ е по-близо до бохемската структура, отколкото до апалачката. Силно пресуваниятъ и люспуванъ комплексъ отъ кристалинношистни пластове съ слаби различия въ устойчивостта спрямо ерозията, обширнитѣ гранитни интрузии и неправолинейно надхлъзватитѣ навлачни маси сж отдѣлни моменти отъ неговия тектонски типъ, които спѣватъ образуването на апалачки релефъ. Точно обратно, разпредѣлението на рѣчната мрежа, ходътъ на денудационнитѣ повърхности, заливанията и осушаванията въ обсега на масива се направляватъ

отъ по-горе споменатитѣ общи епирогенни движения. Последнитѣ сж въ форма на единъ голѣмъ антиклинориумъ, който обхваща цѣлата Рило-Родопска планинска маса, чието ядро е заето отъ голѣмия гранитенъ плутонъ на Рила и Западнитѣ Родопи. Общото протежение на плутона, а отъ тамъ и общата посока на антиклинориалната ось е NW—SO, посока, която отговаря и на общото простиране на кристалинношистнитѣ пластове въ Западнитѣ Родопи. Западната и източната части на този антиклинориумъ сж заети отъ по-малкитѣ маси на пиринския гранитъ и гранита по течението на р. Малка-Арда. Рило-Родопскиятъ антиклинориумъ е претърпялъ презъ Терциера нѣколкократни издигания, усложнени съ мѣстни флексурни и разсѣдни дислокации (особено въ перифернитѣ части), използващи старитѣ слаби въ тектонско отношение линии.

Източната часть на рило-родопския антиклинориумъ, която бихме могли да наречемъ ахж-челебийска, приблизително се очертава съ брѣговата линия на султанъ—ерийския и хасковско-асеновградския заливи на приабонското шелфово море, което въ края на Еоцена е заляло източната половина на Южна България. Ахж-челебийската часть на въпросния антиклинориумъ е непосредствено продължение на рупчоската и показва силно пресуванъ и люспуванъ къмъ SW кристалинношистенъ комплексъ. Въ срѣдата се разкрива гранитната маса по течението на р. Малка—Арда, а на западъ — източната половина на Триградско—Смилянския навлакъ. Въ северо-източната, източната и юго-източната периферни части се разкрива дефосилизираната еоценска ерозионно—абразионна поврхност, върху която лежатъ трансгресивно туфитнитѣ варовици на приабонскитѣ шелфови наслаги. Подробното стратиграфско и биостратиграфско изучаване на тѣзи наслаги говори, че брѣговата линия на този заливъ се е намирала наблизо (на западъ) до днешнитѣ очертания на приабонскитѣ наслаги въ Султанъ-Ерийско, въпрѣки, че тѣхнитѣ периферни части сж нахжсани по разсѣдни линии при по-къснитѣ епирогенни издигания въ източната часть на рило-родопския антиклинориумъ. Тѣзи издигания сж създали периклиналенъ наклонъ на еоценската фосилизирана абразионна поврхностъ въ Асеновградско, Кърджалийско и по долината на р. Суютлийка. Този периклиналенъ наклонъ може да се установи и въ хода на по-къснитѣ денудационни поврхности въ тази часть на Родопския масивъ. А и съвременната долинна мрежа на Ахж-Челебийско показва едно морфолошко развитие консеквентно на хода на старитѣ денудационни поврхности. Тѣзи факти ни заставятъ да приемемъ, че Ахж-Челебийската область представя непосредствено продължение отъ западната половина на Родопитѣ, както въ геолошко и морфолошко, така още повече и въ ландшафтно отношение.

На изтокъ рило-родопскиятъ антиклинориумъ е претърпѣлъ косо синклинориално понижение, което, структурно и геоложки, се очертава съ приабонскитѣ таласогенни и вулканогенни наследи въ Султанъ—Ерийско и Хасковско. Това е едно структурно понижение, което се е развило по напрѣчна, спрямо старитѣ тектонски линии, слаба структурна ивица. Тенденцията къмъ потъване на тази ивица се проявява и въ по-ново време въ форма на синклинориално понижаване всрѣдъ една антиклинориална областъ т. е. въ видъ на забавяне на синорогенезата.

Юго-източно отъ този косъ синклинориумъ рило-родопския антиклинориумъ продължава въ Думанлъ-дагския масивъ (крайната юго-източна частъ на Родопския масивъ). Този малкъ антиклинориумъ е заобиколенъ и трансгресивно припокритъ отъ наслагитѣ на приабонското море, всрѣдъ което той се е издигалъ. Въ околността на Крумовградъ подъ приабонския органогененъ варовикъ сжщо така се разкрива една ерозионно-абразионна поврхнина, която силно се издига къмъ югъ, гдето е унищожена отъ по-младитѣ денудационни фази. Въ областта на този антиклинориумъ дисконтинуитета на денудационнитѣ фази е по-слабо изразенъ. Макаръ и не така ясно изразена, антиклинориалната ось има посока къмъ O—NO, която посока съвпада съ посоката на тектонскитѣ линии на Думанлъ-дагския масивъ.

Така се очертаватъ едритѣ издувания и понижения на Родопския кристалиненъ цокълъ, които въ общи линии показватъ съгласуване съ едритѣ тектонски форми и опредѣлятъ направлението на морфоложката еволюция. На лице е следователно, единъ преходенъ тектонски типъ между по-горе споменатитѣ апалачки и бохемски. При него старитѣ структурни линии не се проявяватъ въ релефа толкова прѣко, колкото въ форма на широки плоски издувания и понижения, чиито оси въ общи черти съвпадатъ съ оситѣ на едритѣ тектонски форми.

Това е общиятъ планъ, по който се развива синорогенезата, въ подробности, старитѣ тектонски линии на мѣста се оживяватъ въ форма на вторични надлъжни синклинални понижения, флексурни огъвания и разсѣдни хлътвания, които създаватъ апалачки елементи въ релефа на този тектонски типъ.

Накрая, морфологията на Родопитѣ значително се усложнява и отъ лавнитѣ надстройки, които съпровождатъ споменатитѣ епирогенни движения на масива. Обаче, тѣзи лавни маси даватъ само една нотка на разнообразие, отколкото да заличаватъ типичнитѣ особености на родопския пейзажъ.

Както всѣки старъ масивъ, претърпѣлъ нѣколко морфоложки подмладявания, така и Родопитѣ показватъ една ярко подчертана противоположностъ между горницето на планината, съ нейнитѣ плоски гърбища, заоблени била и рѣтове и дълбоко всѣчената долинна мрежа. Последната, образно казано,

представя апарата на това подмладяване изразяващо се въ увеличение енергията на релефа. Колкото е по-голъма гъстотата на наново всичащата се долинна мрежа, и колкото подновяването на дълбочинната ерозия е съ по-бързъ темпъ, толкова и следитъ отъ старитъ денудационни фази, останали високо по плещитъ на планината, намаляватъ своя размъръ и губятъ значението си въ геоморфоложкия земеобликъ.

Поучителенъ примъръ въ това отношение представлява Карабалканскиятъ ридъ. Това е единъ междудолиненъ ридъ ограденъ съ дълбоко вкопанитъ долини на рѣкитъ Вжча и Чая. (срѣдна ширина 27 клм.). Развитието на неговитъ склонове е въ връзка съ развитието на напрѣчния профилъ на долинитъ, които го ограждатъ.

Изкачимъ ли се на в. Караманджа, отъ кждето започва и Карабалканскиятъ ридъ, и погледнемъ къмъ северъ, ясно се подчертава тази разлика между заоблени билни горница и стръмносклонести долини. Заобленитъ билни върхове на Карабалканъ се редуватъ кулисообразно единъ задъ другъ. Най-отпредъ е купенътъ на Аи-чалъ, задъ него въ лѣво, върховетъ Карабалканъ и Ченгене-къошкъ, по на северъ заостренитъ риолитни върхове на Персенкската група, а въ дъното долината на р. Чая се препрѣчва отъ мощното плоско било на Башъ-мандра. Отъ дветъ страни на тѣзи гърбища се ловятъ кжси рѣтове, чиито плоски била рѣзко контрастиратъ съ стръмнитъ спусъци къмъ долинитъ на рѣкитъ Вжча и Чая.

Плоското горнице на Карабалканъ е особено силно развито по северната частъ на рида, по най-горното течение на рѣкитъ Тъмръшка, Лилковска, Ситовска и Пепелашка. Изрѣзано е върху южната частъ на билото на северно-родопската антиклинална, гдето пластоветъ иматъ наклонъ съ южна компонента, като сѣче еднакво както гнайситъ така и мраморнитъ маси. (Вижте тази поврхностъ въ северната частъ на схематичния тектонски профилъ на Карабалканъ — приложение 2). Това горнице представя една обширна заравненостъ, която днесъ е изгубила своята цѣлостъ, поради всичането на началнитъ части на Тъмръшката долинна мрежа. Това всичане особено силно почва да се проявява отъ 1250 м. надолу (подъ развалинитъ на с. Тъмръшъ, подъ с. Брѣзовица и с. Ситово) и създава рѣзкъ преходъ между стръмнитъ дслинни склонове и плоскитъ горница на междудолиннитъ ридове Червенъ камъкъ, Харманя, Побитъ-камъкъ, които носятъ остатъцитъ отъ споменатата поврхностъ. Причината за това рѣзко топографско подмладяване е издигането въ билната частъ на северно-родопската антиклинала. Доста характерни сж плоскитъ гърбища около в. Василица (1618 м.), в. Бехъ-тепе (1669 м.) и карстовия валогъ Башъ-мандра. Въ процеса на тѣхното заравняне, твърде вѣроятно е да сж играли известна роля и корозионнитъ процеси върху мраморнитъ маси. По южния рѣбъ на тази заравненостъ

сж развити нѣколко карстови валога, които ясно показватъ начина, по който става разкриването на кристалинношистната подлога на мрамора. Дъното на валога Башѣ-мандра разкрива кристалиннитѣ шисти, а околорвѣстѣ отъ къмъ северѣ сж останали пощадени отъ корозията уединени мраморни хълмове (хуми). На северѣ тази поврѣхность продължава по споменатитѣ междудолинни ридове въ горното течение на Тъмръшка рѣка — къмъ Тузлата, Гьолѣтъ, Бехѣ-тепе, Харманя, Камлигорѣ, (между рѣкитѣ Ситовска и Пепелашка); по плоското било на в. Вълчи-врѣхъ (1591 м.), Пангарлица (1595 м.) и Червени камѣкъ (1563 м.) (между рѣкитѣ Лилковска и Тъмръшка) и западно отъ Тъмръшка рѣка по плоското горнище надъ с. Чуренѣ. Самата начална розета на Тъмръшката рѣка е развита въ сжщата поврѣхность.

Така описанитѣ части отъ Тъмръшкия плосѣкъ релефѣ, развити на едно протежение отъ 12—13 кил. отъ изтокъ къмъ западъ, могатъ мислено да се съединятъ въ една обща поврѣхность съ срѣдна височина 1550 ± 70 м. Начинѣтъ, по който тази поврѣхность сѣче гнайситѣ и мраморитѣ, наличието на стари рѣчни чакъли, прѣснати тукъ-таме по нея, плоскитѣ начални части на Тъмръшката долинна мрежа сж факти, които говорятъ, че предъ насъ сж части отъ високо издигнатъ зрѣлъ флувиаленъ релефѣ.

За топографията на това старо ерозионно ниво говори и кривата на срѣднитѣ ширини на височиннитѣ пояси по северния склонъ на Карабалканъ (обр. 1). Тази крива показва една значителна вълна въ зоната 1400 м. — 1700 м., съ максимумъ въ височинния поясъ 1500/1600 м. А въ надлъжния профилъ на р. Тъмръшка и нейнитѣ притоци (приложение 5) личи едно ясно изразено забавяне въ наклона на тѣхното долинно дъно на височина отъ 1240 м. до 1360 м. Срѣдното ниво на отдѣлнитѣ талвеги се колебае отъ 1250 м. до 1320.

Разликата между височинитѣ на билнитѣ горнища и долиннитѣ дъна на тази стара флувиална поврѣхность (около 260 м.) дава основание да се допусне, че въпросната поврѣхность е била обхваната отъ синорогенното издигане, когато току що е встѣпила въ късната стадия на зрѣла възраст. Твърде вѣроятно е, че тѣзи височинни разлики въ самата вътрешность на старата поврѣхность се подсилватъ и отъ доизработването на съответния надлъженъ профилъ на рѣкитѣ и следъ синорогенното издигане, въ връзка съ понижението въ нивото на карстовата вода и подсилване зоната съ вертикална циркулация.

Северниятъ край на Тъмръшката денудационна заравненостъ показва флексурно огъване къмъ северѣ, съ посока на споменатото въ тектонската частъ на тази работа новоселско синклинално понижение.

Южната частъ на тази заравненостъ свършва надъ Хвойненската котловина, къмъ кждето силно потѣва окарстениятъ

Орѣховски мраморенъ навлакъ. Флексурното огъване на северъ ясно личи по северно-родопскитѣ склонове, особено, по равномерно наклоненитѣ ливадни повърхности на Друмътъ и Срѣдниятъ.

Тъмръшката денудационна заравненостъ продължава на изтокъ отъ Бѣла-черква въ порѣчието на р. Луковица. Тукъ ясно личи едно западане на заравнеността къмъ изтокъ. Около с. Добралтъкъ, по заравненитѣ рѣтове Вълковъ торъ и Сжботничево личи едно ерозионно ниво на около 1400 м., което, като изключимъ островрѣхия Черни връхъ (1552), преминава постепенно на западъ къмъ Тъмръшката заравненостъ около Бѣла черква и оттатъкъ Косовската рѣка, въ плоското било на в. Срѣдни ливади (1517 м.) — в. Череша (1518 м.) Това ниво се простира и на югъ, оттатъкъ р. Чая къмъ заравненото било на в. Кълвачица (1402 м.) — в. Божево име (1428 м.)

Това западане на Тъмръшката денудационна повърхностъ къмъ изтокъ, въ порѣчието на р. Луковица, се проявява ясно и въ надлъжния профилъ на тази рѣка. Въ надлъжнитѣ профили на р. Чая (приложение 4) е помѣстенъ и профилътъ на р. Луковица. Този профилъ показва ясно изразено забавяне въ наклона на височина отъ 1140 м. до 1220 м., т. е. на около 100—150 м. подъ височината, на която е разположенъ стариятъ талвегъ на Тъмръшката денудационна заравненостъ по надлъжнитѣ профили на Тъмръшката рѣчна мрежа. Съ сѣция размахъ запада и самата Тъмръшка заравненостъ отъ 1550 м. \pm 70 м. около Василица — Бехъ-тепе, на 1400 м. — нивото на остатъчнитѣ заоблени върхове по порѣчието на р. Луковица.

Оттатъкъ р. Чая тази стара денудационна повърхностъ е широко развита по горницето на Добростанския мраморенъ блокъ. Голѣмиятъ карстовъ валогъ „Ширината“ се е удѣлбалъ повторно, поради понижението въ нивото на карстовата вода, въ връзка съ синорогенното издигане на масива. Обаче, височината на старата денудационна повърхностъ е маркирана на 1400 м. съ стрѣмнитѣ откоси по заобленитѣ хуми, разположени по северната ограда на валога.

На северо-изтокъ Тъмръшката повърхностъ показва бързо понижение къмъ Руенското било. Плоскиятъ в. Руенъ (1325 м.) видимо продължава презъ ливадитѣ на Юрукаланъ въ Тъмръшката заравненостъ около Бѣла-черква. Самото Юрукаланско било е тѣсно и праволинейно, притиснато между долинитѣ на Лаканска рѣка (горното течение на Луковица) и извънредно дълбоката и праволинейна долина на р. Пепелашка. Източно отъ тази рѣка билото е заоблено и плоско (Юрукаланъ — 1337 м., в. Руенъ — 1325 м., в. Голи-връхъ — 1358 м., в. Узуналанъ — 1323 м.) и ясно говори за една заравненост на около 1300 м. височина, въ която се е всѣкълъ интересниятъ меандръ на Лаканска рѣка. Западно отъ Пепелашката рѣка сѣщото ниво, което лежи източно на 1300 м., отскача високо горе на около

1550 м. височина, по широкото горнище на Харманя и Камлигоръ. Тази рѣзка денивелация на Тъмръшката заравненостъ съ отскокъ 250 м. на едно хоризонтално отстояние отъ 1—2 км., праволинейната и извънредно дълбока долина на р. Пепелашка, и силната натрошеностъ на гнайситѣ по нейнитѣ склонове, при което грамадни блокове съ размѣръ до 50—60 куб. метра сж натъркаляни по рѣчното легло, сж факти, които подкрепятъ предположението за разсѣдния произходъ на Пепелашката долина. По този напрѣченъ на северно-родопската антиклинала разсѣдъ съ посока N—S е хлътнала областъта на изтокъ отъ Пепелашка рѣка, а заедно съ нея и Тъмръшката денудационна заравненостъ. На югъ този разсѣдъ замира и свършва къмъ Бѣла-черква, гдето личи описаното по-горе постепенно западане на сжщата денудационна заравненостъ къмъ изтокъ. На западъ Тъмръшката заравненостъ е силно нарѣзана и разядена отъ стръмнитѣ източни склонове на р. Вжча.

На югъ отъ северно-родопската антиклинала, която носи на плещитѣ си толкова ясни следи отъ Тъмръшката флувиална повърхностъ, Карабалканскиятъ ридъ се стѣснява поради сближение на рѣкитѣ Вжча и Чая. Развитието на напрѣчнитѣ профили на последнитѣ рѣки става за смѣтка на по-старитѣ денудационни форми. Особено силно е разядена Тъмръшката повърхностъ по западнитѣ склонове на Карабалканъ. Тамъ следитѣ отъ тази денудационна фаза сж останали въ видъ на продълговати рѣтови гърбища, повече или по-малко заоблени.

Отъ северъ на югъ тѣзи рѣтови гърбища сж следнитѣ:

Кжсиятъ, но извънредно заравненъ на около 1560—1600 м. височина ридъ Ошли-вода, който се спуща стръмно къмъ с. Чуриково. Плоското горнище на сърповидно извития ридъ Сърпово (1600 м. — 1650 м.) — източно отъ с. Лесково. Извънредно изразителното заравнено било на Кумъ — кедикския ридъ. Заравненостъта заема самия Кумъ-кедикъ на височина около 1600 м. (обр. 7.), гдето сѣче слабо наклоненитѣ къмъ NO дебелослойни гнайси. Части отъ сжщата заравненостъ личатъ и по широкото плоско гърбище Блатното, южно отъ с. Лесково на височина 1550 м., гдето сѣче слабо наклонени къмъ NW дебелослойни гнайси. Тѣзи обширни гърбища съ ясенъ характеръ на заравнености сж годни за обработване и сж житницата на Лесковци и Брѣзенци.

Сжщото ниво 1550—1600 м. личи и между селата Брѣзенъ и Върбово, по горнището на междудоловитѣ ридове, що се спущатъ къмъ Ширококожшката рѣка. Особено е изразено къмъ махалитѣ Махмутица и Кукувица.

Долинитѣ, които се всичатъ въ западния склонъ на Карабалканъ, сж напълно млади, неформени. Тѣхнитѣ надлъжни профили сж общо взето праволинейни, като показватъ само една конвексна пречупка въ срѣдното течение, за която ще стане дума по-долу.

Разгледаме ли обаче, южнитъ части отъ профилитъ на рѣ-
китъ Широколжшка, Мугленска (Тенесъ-дере), Триградска и
Вжча, ще установимъ единъ рѣзко подчертанъ старъ тал-
вегъ, чието височинно положение показва известно колебание
по течението на отдѣлнитъ рѣки. (Вижте приложение 3).

По Широколжшката рѣка този старъ талвегъ е между
1320 и 1400 м. (около с. Стойкитъ) и показва наклонъ $20^{\circ}/_{00}$.
По Мугленска рѣка — между 1280 и 1340 м. (около с.
Мугла), съ наклонъ $14^{\circ}/_{00}$. По Триградска рѣка — между 1160
и 1300 м. (между селата Триградъ и Кестенъ), съ наклонъ
 $13^{\circ}/_{00}$. По р. Вжча — между 1260 и 1340 м. (около с. Буй-
ново), съ наклонъ $12^{\circ}/_{00}$. Срѣдното ниво на отдѣлнитъ талвеги
се колебае отъ 1250 м. до 1360 м. Видѣхме, че синхроничнитъ
талвеги, по долинната мрежа на Търмършката област, иматъ
срѣдно височинно ниво, което сжщо се колебае отъ 1250 м. до



Обр. 7. Плоското горнище Кумъ-кедикъ. Изгледъ отъ самата заравненостъ.
Fig. 7. La vaste croupe arrondie, presque plate du Koum-kedik. Restes des
formes du deuxièме cycle. Vue prise de la même croupe.

1360 м. Както по севернитъ склонове на Карабалканъ, така и по
неговитъ западни склонове, този талвегъ е свързанъ съ една
формова система отговаряща на една денудационна заравненостъ
встѣпила въ късна стадия отъ зрѣла възраст. Срѣдното ниво
на тази силно нарѣзана и по-слабо запазена тукъ заравненостъ се
опредѣля по билния профилъ на рида Кумъ-кедикъ — Блат-
ното на 1560 ± 60 м. Височиннитъ разлики между талвега и кон-
вергиращата къмъ него денудационна повърхностъ е срѣдно
260 м.

Следитъ отъ тази заравненостъ по западния склонъ на
Карабалканъ се отразяватъ и върху неговата клинографна
крива. Това личи ясно въ кривата на срѣднитъ ширини на ви-
сочиннитъ пояси (Обр. 1.). Естествено, развитието на плоскитъ
гърбища по главното карабалканско било усложнява хода на

клинографата, чрез измѣстване на зоната съ максималнитѣ ширини на височиннитѣ пояси къмъ високитѣ части на склона¹⁾).

Ако преминемъ къмъ източния склонъ на Карабалканъ ще видимъ, че лѣвитѣ притоци на р. Чая — р. Орѣшица, Забърдска рѣка, Сивковска рѣка показватъ единъ сравнително по изработенъ надлъженъ профилъ. Обаче, и въ тѣхъ не личи ясно талвега на старата Тъмръшка заравненостъ, съ изключение на разгледния вече надлъженъ профилъ на р. Луковица. Междудолиннитѣ ридове показватъ широко заоблени била съ по-голѣма издържаностъ въ тѣхното височинно ниво. Типично въ това отношение е билото на рида между Забърдска рѣка, Сивковска рѣка и р. Чая. Надлъжниятъ профилъ на това било показва една слабо навълнена хоризонтална линия. На протежение 9—10 км. билната линия показва колебание отъ ± 60 м. спрямо сръдното ниво на би-



Обр. 8. Плоското гърбище при с. Зорница.

Fig. 8. La vaste croupe arrondie près du village de Zornitza. Restes de formes du deuxième cycle.

лото — 1500 м. Въ сръдната част на този ридъ, неговото плоско горнище се разширява въ доста обширно гърбище. Околорвръстъ на това гърбище сж развити плоскитѣ начални части на малкитѣ долинки, що се спусчатъ къмъ р. Вълчи долъ и р. Чая. Регресивната ерозия на слабитѣ поточета не е могла още да разсѣче и унищожи тѣзи плоски начални части на долинкитѣ и тѣ оставатъ въ видъ на плоски гнѣзда околорвръстъ на плоското гърбище. (Вижте обр. 8.). Въ тѣхъ сж се разположили гнѣздно махалитѣ на с. Зорница. Несъмнено тѣзи гнѣзда, разположени по периферията на Зорнишкото гърбище, сж остатъкъ отъ старъ зрѣлъ релефъ.

¹⁾ Подобно измѣстване не се наблюдава въ кривата на северния склонъ на Карабалканъ, понеже, Тъмръшката денудационна заравненостъ тамъ заема самото било на Башмандренския ридъ.

Гърбицето на Зорнишкитѣ махали се очертава приблизително съ изохипсата 1450 м. Това ниво преминава отатъкъ р. Чая, гдето, на вододѣла между Джурковска рѣка и р. Чая се появява наново въ видъ на широки плоски гърбища (Глухи връхъ, Локва) ясно очертани съ изохипсата 1500 м.

Сжщото ниво продължава и южно отъ дълбоко всѣчния Вълчи долъ и заема гърбицата на ридоветѣ, които заобикалятъ Чепеларското долинно разширение. Ржбътъ на тѣзи плоски гърбища е рѣзко очертанъ отъ стръмно спускащитѣ се къмъ Чепеларското разширение склонове. Особено ясно личатъ остатъцитѣ отъ това ниво по плоскитѣ ридове около с. Асенецъ (западно отъ с. Чепеларе) и плоскитѣ ридове Юсеинъ-аговско и Татарица (южно отъ с. Чепеларе).

Надлъжниятъ профилъ на р. Чая (Приложение 4) разкрива стария талвегъ, къмъ който конвергира Тъмръшката заравненост по тѣзи мѣста. Между 1300 м. и 1340 м., около с. Прогледъ, личи, макаръ и на малко протежение, едно забавяне въ наклона на профила, доста типично по своето хипсометрично положение.

Разликата въ височинитѣ между този талвегъ и горницето на денудационната заравненост е около 200 м.

Кривата на срѣднитѣ ширини на височиннитѣ пояси сжщо дава указания за наличието на широки височинни пояси отъ 1400 м. нагоре. И тукъ максимумътъ е премѣстенъ въ горнитѣ части на склона, поради развитието на плоскитѣ билни върхове на Карабалканъ.

Разгледаната до тукъ Тъмръшка заравненост господствува въ земеоблика на Карабалканския ридъ. Тя е силно развита и извънъ изучената област, както на западъ, така и на югъ и изтокъ, което подчертава нейното голѣмо участие въ изграждане на родопската пластика. Сжщата заравненост най-ясно подчертава антиклиниориалното издигане на Рило-Родопския масивъ. Въ момента на синорогенното издигане на тази заравненост, тя е била встѣпила, въ областъта на Карабалканъ, въ напреднала стадия отъ зрѣла възраст (съответниятъ талвегъ лежи на — 250 м.) Въ областъта на северно-родопската антиклинала, (активна въ динамично отношение частъ отъ Родопския антиклинариумъ) тази заравненост е претърпяла едно силно флексурно огъване на северъ и общо западане къмъ изтокъ, което е усложнено отъ морфоложки осезаемия разсѣдъ по р. Пепелашка. Едно петрографско обусловено нарушение въ изразителността на тази заравненост е нейното прекъсване при допиръ съ риолитнитѣ маси. Естествено, тази липса на следи отъ старитѣ денудационни фази върху тѣлата на лавнитѣ маси се дължи на особения начинъ на тѣхното извѣт-

ряне¹). Срѣдното височинно положение на Тъмръшката заравненостъ въ областта на Карабалканъ е 1550 ± 70 м. (съ изключение на неговата североизточна часть).

Нѣколкократно бѣше отбелязано, че билото на Карабалканъ е заето отъ върхове въ форма на силно заоблени гърбици. Типични въ това отношение сж върховетъ Аи-чалъ, Карабалканъ и Ченгене-къошкъ. (Вижте обр. 9). Тѣзи върхове оформятъ заобленитѣ си гърбища въ височинния поясъ 1800—2000 м. Несъмнено тази изразителна заобленостъ на билнитѣ върхове говори, че тѣ сж части отъ нѣкоя напълно изчезнала днесъ денудационна повърхностъ, която е развита южно и западно отъ Карабалканъ²).



Обр. 9. Заобленитѣ билни върхове Ченгене-къошкъ и Карабалканъ. Изгледъ отъ Кумъ-кедикъ.

Fig. 9. Čengene-kjoš'k et Karabalkan. Sommets arrondis à la crête du Karabalkan. Restes de la plus ancienne plate-forme. Vue prise de la croupe Kum-kedik.

Нивото на тази повърхностъ не се отразява върху надлъжния профилъ на р. Вжча, която води начало отъ нейнитѣ части около в. Переликъ. Това се дължи, вѣроятно, както на промѣни въ отточната мрежа следъ изработването на тази най-висока родопска повърхностъ, така и на заличаването на стария талвегъ при изработването на обширната Тъмръшка заравненостъ.

¹) Вижте върху този въпросъ работитѣ на Ж. Гълъбовъ, Неоефузията въ порѣчието на р. Арда и Д. Ярановъ, Приноси къмъ морфологията на западнитѣ Родопи.

²) За развитието на тази повърхностъ въ Западнитѣ Родопи вижте: H. Louis, Morphologische Studien in Südwest — Bulgarien. Geogr. Abh., III Reihe. H. 2, Stuttgart, 1930, Д. Ярановъ, Разлогъ. Областно географско изучаване. Мак. прегледъ. год. VIII, 1933; Приноси къмъ морфологията на Западнитѣ Родопи.

Надлъжнитѣ профили на р. Чая и Вжча показватъ една пречупка въ наклона и на едно по-низко ниво. По Вжча подобно забавяне на наклона личи надъ вливката на Триградската рѣка, между 900 м. и 960 м. По Широколжшката рѣка сжщото забавяне е на 1020 м., (около с. Широка-лжка). По р. Чая забавянето на наклона е ясно изразено въ Чепеларската котловина между 1040 м. и 1120 м., съ наконъ 15% . По Тъмръшката рѣка сжщото забавяне е между 980 м. и 1080 м., а по Пепелашка рѣка — между 920 м. и 980 м. (Вижте профилитѣ въ приложение 3, 4 и 5).

Тѣзи данни говорятъ, че срѣдно на 300 м. подъ талвега на Тъмръшката заравненостъ е изработенъ единъ по младъ талвегъ срѣдно на 1000 м. височина. Този талвегъ отговаря на една по-млада денудационна фаза, която се е развила следъ издигането на Тъмръшката заравненостъ. Следитѣ отъ тази денудационна фаза личатъ високо отъ дветѣ страни на рѣкитѣ Вжча и Чая, въ видъ на плоски и кжси рѣтове, които се спущатъ стрѣмно къмъ съвременното долино дъно. Срѣдната височина на тѣзи рѣтове е около 1200. Това ниво показва едно ясно изразено понижение около с. Наречень, гдето височината му е около 1000 — 1050 м.

На северъ около долното течение на р. Луковица, западането продължава и около с. Лесково това ниво показва 800 — 850 м. височина.

Северниятъ стрѣменъ склонъ на Руенския ридъ е оформенъ отъ единъ разсѣденъ откосъ, по-който е хлътнала ивицата на северно-родопското стѣпало между Асеновградъ и с. Куکلень. Къмъ западъ този разсѣдъ постепенно се превръща въ флексура, каквато ясно личи въ релефа западно отъ пепелашкия разсѣдъ. Тази флексура е дала възможностъ да се запазятъ по севернитѣ склонове на северно-родопската антиклинала, на 950—1050 м. абсолютна височина (около 500 м. подъ тъмръшката заравненостъ), следитѣ отъ нивото на 1200 м. Тѣзи следи личатъ по плоския ридъ Тиклата на 1000 м. височина (всѣчено въ флексурата на Друмътъ); около с. Бойково на 1000 м. височина (всѣчено въ флексурата на Срѣдниятъ); северно отъ с. Дѣдово на 950 м. височина. Това макаръ и слабо изразено стѣпало, личи и въ кривата на срѣднитѣ ширини на пояснитѣ височини за северния карабалкански склонъ (между 900 и 1100 м.).

По течението на р. Вжча нивото 1200 м. личи не само по горницата на ридоветѣ, които се спущатъ отъ къмъ карабалканското било, но и въ профила на дѣснитѣ притоци на тази рѣка. Въ надлъжнитѣ профили на рѣкитѣ Алена, Лесковска и Чуриковска на височина отъ 900 м. до 980 м. личи една доста осезаема изпъкнала вълна. Тази пречупка въ профила отговаря на талвега между 900 м. и 960 м. по самата долина на р. Вжча, за който стана дума по-горе.

Следователно, и за нивото 1200 метра може да се каже, че запазва своето височинно положение въ по-голѣмата част на Карабалканъ. Само въ северо-източния край на този ридъ се забелязва постепенно западане къмъ северо-изтокъ.

Въ още по-низкитѣ части на надлъжнитѣ профили, личи една трета пречулка срѣдно на 680 м. височина. (По р. Вжча при Забралъ, между 685 м и 700 м.; по р. Чая между 640 м. и 740 м.; по р. Тъмръшка подъ тѣснината Късъ-кюприя, между 640 м. и 720 м.; по р. Луковица между 600 м. и 660 м.). Този талвегъ трѣбва да се постави въ връзка съ високитѣ стари долинни дѣна, които се срѣщатъ почти по всички рѣчни долини въ този Родопски край. Тукъ нѣма да се описватъ по отдѣлно тѣзи долинни дѣна. Тѣ сж картирани въ морфоложката карта на Карабалканъ (приложение 6).

Остатѣцитѣ отъ тѣзи високи долинни дѣна лежатъ на 220—240 м. надъ съвременното долинно дѣно.

На мѣста — по северния склонъ на северно-родопската антиклинала — относителнитѣ височини на тѣзи долинни дѣна нараства нагоре по течението на рѣкитѣ, другаде те постепенно образуватъ плоскитѣ розети въ началото на доловетѣ.

По течението на Тъмръшка рѣка, тѣзи високи долинни дѣна образуватъ ясни корнизи околорвръстъ на Св.-Спасската котловина, на 220—240 м. надъ рѣчното легло. Презъ плоскитѣ ридове източно отъ с. Брѣстовица, това долинно дѣно се вързва съ описанитѣ отъ Д. Ярановъ езерни тераси юго-източно отъ с. Перушица, на височина 410—455 м. (по Умина рѣка, глѣвъ притокъ на Тъмръшка рѣка, до 600—650 м.)¹⁾. Споредъ рѣшия авторъ това сж левантийски езерни тераси.

Сжщитѣ езерно-абразионни тераси се наблюдаватъ и върху риолита на Драгойновския масивъ, южно отъ селата Рѣгово, Драгойново и Езерово (Борисовградско). Непосрѣдствено северно отъ тѣзи абразионни тераси и отчасти върху рѣхъ, лежатъ езернитѣ полусбити пѣсѣчници, въ които сж наѣдени кжтници отъ *Mastodon arvernensis* Croiz. et Job.²⁾ Нивото на тази левантийска абразионна заравненостъ е на 30—320 м. абс. височина и опасва отъ северъ цѣлия Драгойновски масивъ, а на изтокъ преминава въ обширната денудационна заравненостъ между селата Бодрово и Сусамъ.

Ясно е, че драгойновската абразионна поврѣхностъ, образувана презъ левантийско време, отговаря на езернитѣ клизи юго-източно отъ с. Перушица. Следователно, следъ проличането на тази денудационна фаза, левантийската езерна платформа се е наклонила между селата Перушица и Езерово къмъ изтокъ съ 200—300 м.

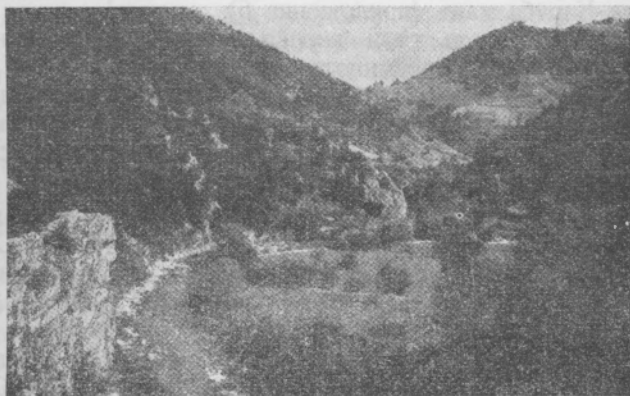
Трѣбва да се предположи, че съ талвега на височина 680 м., а следователно и съ високитѣ долинни дѣна на 220—240

¹⁾ Д. Ярановъ, Геология на северния склонъ на Родопитѣ между гр. Пещера и с. Кукленъ (Пловдивско).

²⁾ Г. Златарски, Геология на България, София, 1927, стр. 203.

м. и абразионнитѣ тераси на 410—455 м., 600—650 м., генетически сж свързани и плоскитѣ горница на подродопскитѣ стѣпала, южно отъ селата Брѣстовица, Марково, и Кукленъ, особено, като се има предъ видъ, изтъкнатото отъ Д. Ярановъ ритмично отстъпване на левантийската брѣгова линия.

Най-младитѣ денудационни фази създаватъ низкитѣ долини дъна (тераси), що се редуватъ стѣпално по низката частъ на долинитѣ склонове. Въ долината мрежа на тази частъ отъ Родопитѣ се повтарятъ сжитѣ кватернерни долини нива, каквито сж установени и въ останалитѣ части на Родопитѣ. (Вижте обр. 10 и 11).



Обр. 10. Лжка по Широколжската долина. Изгледъ нагоре по течението. Въ лѣво отвесна диаклазна стена. Въ срѣдата заливна тераса.

Fig. 10. Méandre au fond de la vallée de Širokalăka. Vue en amont de la vallée.

Въ приложената морфоложка карта сж нанесени кватернернитѣ долини дъна само по р. Вжча. Отъ картата се вижда, че долината на р. Вжча, общо взето е бедна на такива долини дъна. Който познава долината морфология на Ахж-Челебийско и Султанъ-Ерийско, остава очуденъ отъ различията въ най-младата долинна еволюция на тѣзи две най-голѣми рѣчни системи на Родопитѣ. Особено е силно възходящото развитие на склоноветѣ, а отъ тамъ и липса на тераси, по долнитѣ течения на рѣкитѣ Вжча и Чая, тамъ гдето условията за възходящото развитие сж били подсилени отъ издигането на северно-родопската антиклинала.

Най-младитѣ синепирогенни издигания на Родопитѣ се проявяватъ и въ надлъжнитѣ профили на рѣкитѣ Вжча и Чая. Надъ с. Кричимъ личатъ две пречупки въ наклона, на 280—300 м. и 360—380 м. (електрическата централа „Вжча“ използва по-низката пречупка), а надъ гр. Асеновградъ—на 260—320 м.

Това сж указанія за най-младитѣ сводобразни изду-

вания на родопския антиклинориумъ и потъване на Пловдивското поле¹).

Хронологичниятъ поредъкъ и датировка на проследенитѣ въ тази глава денудационни заравнености и денудационни фази е следната:

1. 1800—1900 м. — Върхово равнище на най-старата денудационна заравненостъ, съ напълно заличени талвегови линии Старомиоценски пенеplenъ.

2. 1550 ± 70 . — Тъмръшка заравненостъ, най-изразителната заравненостъ въ Родопския масивъ. Първоначалната енергия на заравнеността 250 м. Сводово, флексурно и разсѣдно денивелиране само по северо-източната частъ на Карабаджанъ. Младомиоценска заравненостъ въ напреднала стадия отъ зрѣла възраст.



Обр. 11. Долината на р. Вжча при вливката на Ширококожшката рѣка. Изгледъ надолу по течението.

Fig. 11. La vallée de la rivière Vâcha près de l'embouchure de la rivière de Širokalâka. Vue en aval de la vallée.

3. 1250 ± 50 м. — Ниво, вложено въ младомиоценската заравненостъ. Показва сводово, флексурно и разсѣдно денивелиране само въ северо-източната частъ на Карабалканъ. Понтийска зрѣла долинна мрежа.

4. 550—650 м. Абразионни тераси и денудационна повърхнина по периферията на Родопския масивъ. Високи долинни дъна на 220—240 м. надъ рѣчнитѣ легла въ вжтрешността на масива. Бавно понижение къмъ изтокъ. Левантийски подложни стѣпала и високи долинни дъна.

5. Низки долинни дъна (тераси до 100—110 м.) — кватернерни долинни дъна.

6. Съвременно долинно дъно и кжснокватернерно сводово издигане.

¹) Най-младитѣ кватернерни движения по северно-родопския склонъ сж подробно обрисувани въ споменатитѣ работи на Д. Ярановъ.

CONTRIBUTION SUR LA TECTONIQUE ET LA MORPHOLOGIE DU KARABALKAN (MASSIF DES RHODOPES)

(Résumé)

La région traitée dans cette étude s'étend entre la rivière Vâta à l'Ouest, la rivière Čaĭa à l'Est et la plaine de Plovdiv au Nord. Elle présente une partie du massif des Rhodopes en forme d'une crête oblongue (Karabalkan), qui dépasse 2000 mètres.

L'analyse numérique (les courbes clinographiques) montre, que les trois pentes de Karabalkan présentent de grandes distinctions.

La structure tectonique d'âge probablement hercynien, est du type alpin.

Elle comprend (du Nord au Sud).

1. La nappe du charriage de Brestovica, chevauchée de nouveau en partie sur le Flysch auversien.
2. L'anticlinal plat des Rhodopes du Nord.
3. La nappe du charriage d'Ōrehovo, chevauchée de nouveau en partie sur le Flusch auversien.
4. La nappe du charriage de Zabârdo.
5. L'anticlinal des Rhodopes Centrales, fortement pressé.
6. La nappe du charriage de Smiljan, chevauchée de nouveau en partie sur le Flysch auversien.

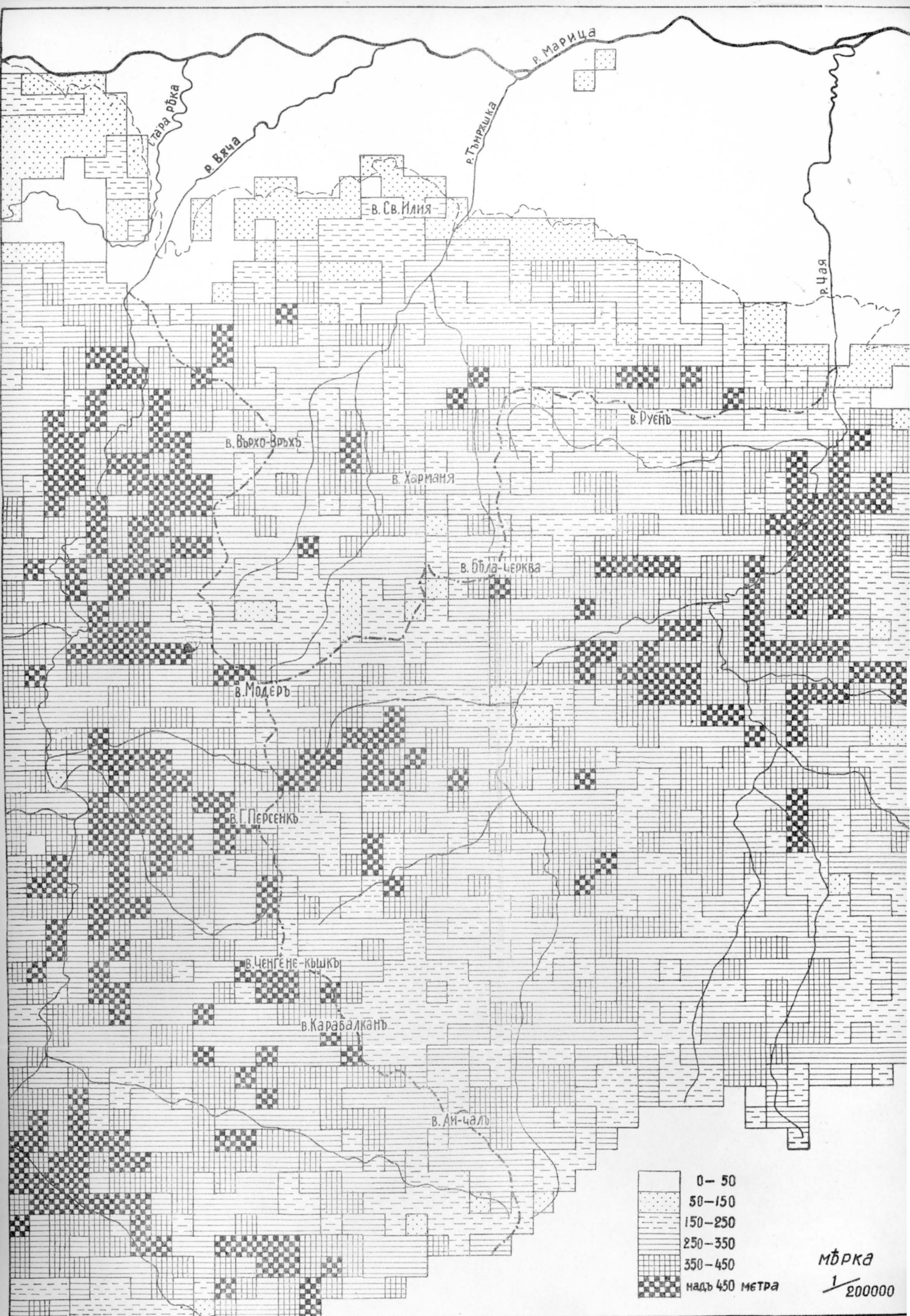
Les chevauchements sur le Flysch auversien montre un faible rajeunissement géologique pendant le Tertiaire (l'Auversien).

Dans la région étudiée on peut constater la juxtaposition de plusieurs cycles d'érosion d'âge différent, c'est-à-dire les Rhodopes sont un massif rajeuni à relief polycyclique. Celui-ci se reflète sur les profils en long des rivières et sur les courbes clinographiques.

Les cycles successifs sont :

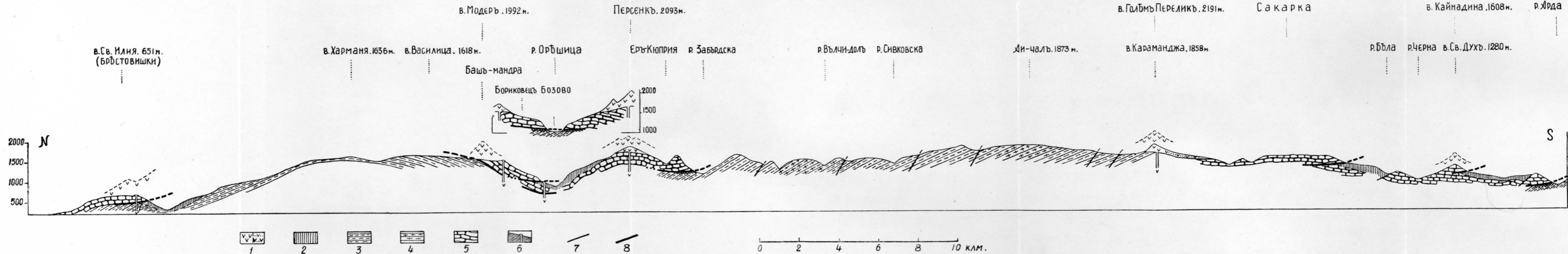
1. La première génération de formes. Les croupes arrondies, qui forment un niveau des crêtes vers 1800 à 2000 mètres. Pénéplaine du Miocène supérieur.
2. La deuxième génération de formes. Surface d'érosion de Tâmrâš (stade de la maturité avancée) vers 1550 + 70 mètres, gauchie et faillée vers le Nord-Est. Surface d'érosion du Miocène inférieur.
3. La troisième génération de formes. Replats sur les versants de Karabalkan vers 1200 ± 50 mètres, gauchie et faillée vers le Nord-Est. Vallées mûres du Pontien.
4. La quatrième génération de formes. Replats sur les flancs des vallées en forme de restes des fonds des vallées anciennes, 220—240 mètres au-dessus des vallées actuelles.
5. La cinquième génération de formes. Six terrasses normales (la plus haute à 100—110 mètres) d'âge quaternaire.
6. Fonds des vallées actuelles agités par les mouvements tectoniques à la fin du Quaternaire.

Jivko Gălâbov



КАРТОГРАМА НА МАКСИМАЛНАТА ЕНЕРГИЯ НА РЕЛЕФА

CARTOGRAMME DE L'ÉNERGIE DU RELIEF

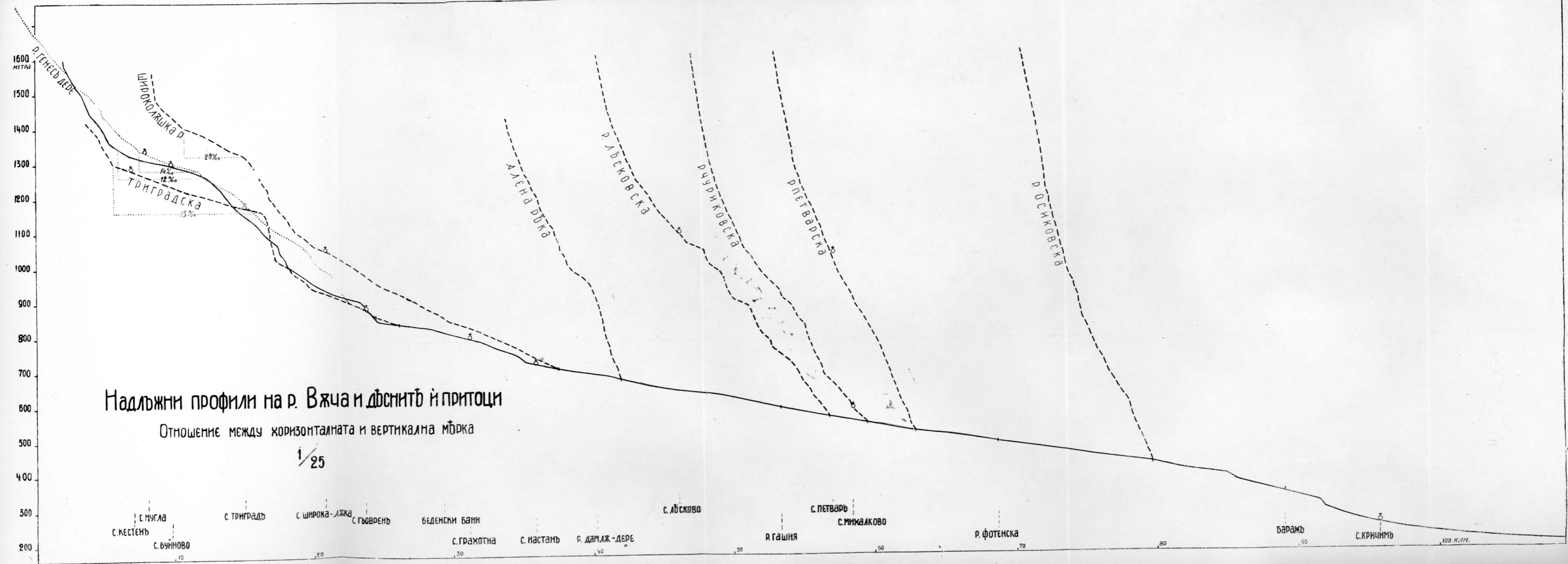


СХЕМАТИЧЕНЪ ТЕКТОНСКИ ПРОФИЛЪ НА РОДОПИТЪ ОТЪ ПЛОВДИВСКОТО ПОЛЕ ДО ДОЛИНАТА НА Р. АРДА

1 — Риолитъ и риолитни туфи; 2 — Оверсиенски флишъ; 3 — Парашисти; 4 — Гранито-гнаиси; 5 — Навлаченъ мраморъ; 6 — Ерупционни канали; 7 — Повърхность на люпуване; 8 — Навлачна повърхность.

Coupe schématique structurale du massif des Rhodopes entre la plaine de Plovdiv et la vallée de la rivière Arda

1 — rhyolite et tufs; 2 — flysch d'Auver sien; 3 — paraschistes; 4 — granito-gneiss; 5 — nappe de marbre; 6 — necks et dykes; 7 — surface d'écaille; 8 — surface de charriage.

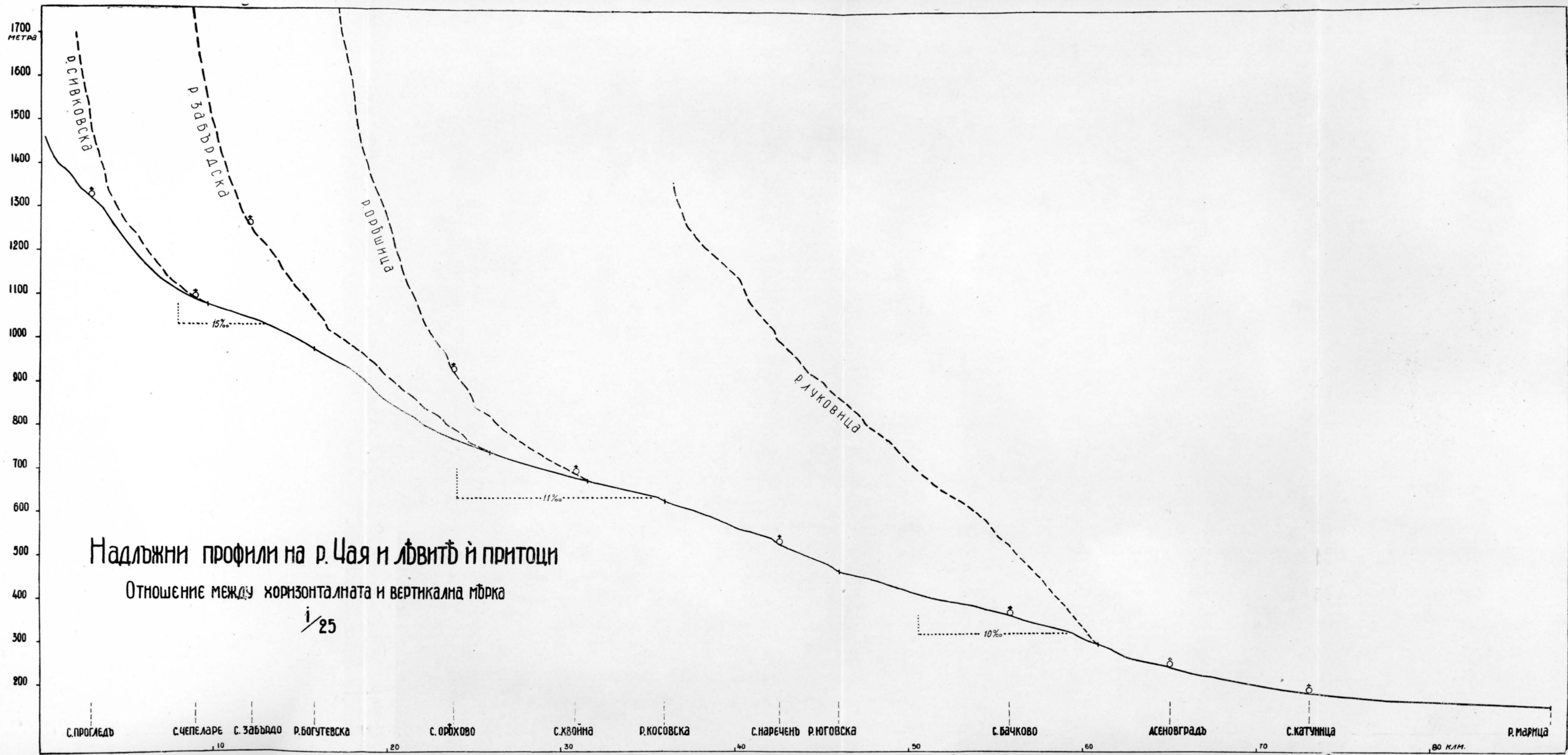


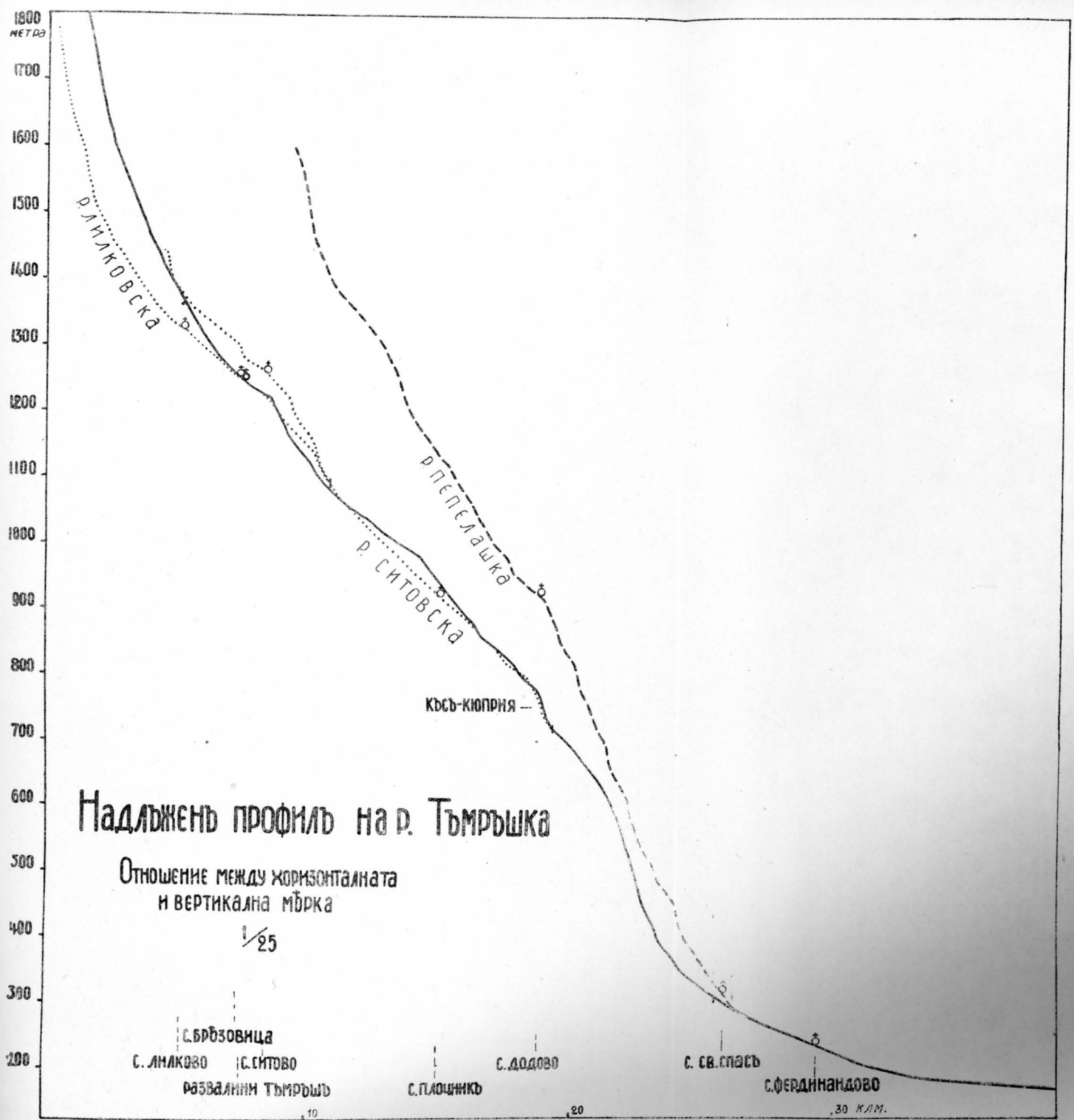
Надлъжни профили на р. Вача и дѣснитѣ ѝ притоци

Отношение между хоризонталната и вертикална мѣрка

1/25

- с. Кестенъ
- с. Мугла
- с. Бучиново
- с. Триградъ
- с. Широка-ляка
- с. Гьовренъ
- Беденски бани
- с. Грахотна
- с. Настанъ
- р. Дамаж-дере
- с. Лубсково
- р. Гашня
- с. Петваръ
- с. Микалково
- р. Фотенска
- Баражъ
- с. Кричимъ







ГЕОМОРФОЛОЖКА КАРТА НА КАРАБАЛКАНЪ

CARTE MORPHOLOGIQUE DU KARABALKAN (MASSIF DES PHODOPE)

1) — Върхово равнище на 1800 м. (Сжщото върху рио-литъ); 2) — Тъмръшка заравненост на 1550 ± 70 м.; 3) — Зръла долинна мрежа на 1200 ± 50 м.; 4) — Склоново стъпало на 550 — 650 м.; 5) — Високи долинни дъна на 220 — 240 м. надъ рѣчнитъ легла; 6) — Низки долинни дъна по долината на р. Вѣжа: 1) на 100 — 110 м., 2) на 50 — 60 м., 3) на 32 — 35 м., 4) на 15 — 17 м., 5) на 7 — 9 и 2 — 3 м., 6) на 7 — 9 м., 7) на 2 — 3 м. надъ рѣчнитъ легла; 7) — Стари долинни розети и плоски затревени легла въ началнитъ части на долинитъ; 8) — Изолинии на еднаквата денивелация на Тъмръшката заравненост съ посоката на морфоложката флексура; 9) — Морфоложки проявенъ разседъ; 10) — Морфоложки проявено чело на мраморенъ навлакъ; 11) — Флексурата на склоновото стъпало на 550 — 650 м.; 12) — Граници на брахисинклиналнитъ котловини; 13) — Моноклинални гребени; 14) — Микроформи обусловени отъ процепната тектоника; 15) — Затворенъ карстовъ валогъ; 16) — Откритъ отъ регресиивната ерозия карстовъ вааогъ; 17) — Детрузивно свлачищно паничище; 18) — Наносни кжжели; 19) — Изохипси презъ 50 м.

1) — Niveau des crêtes vers 1800 mètres; 2) — Surface d'érosion Tâmrâș vers 1550 ± 70 m.; 3) — Réseau des vallées mûres vers 1200 ± 50 m.; 4) — Plate-forme de piedmont vers 550 — 650 m.; 5) — Restes des fonds des vallées anciennes à 220 — 240 m. au-dessus des vallées actuelles; 6) — Terrasses de la vallée de la rivière Vâca: 1) à 100 — 110 m., 2) à 50 — 60 m., 3) à 32 — 35 m., 4) à 15 — 17 m., 5) à 7 — 9 et 2 — 3 m., 6) à 7 — 9 m., 7) à 2 — 3 mètres au-dessus des vallées actuelles; 7) — Rosettes anciennes et lits plats dans les parties supérieures des vallées; 8) — Courbes d'égalité déformation de la surface d'érosion Tâmrâș et la direction des flexures; 9) — Faille qui se manifeste dans la topographie; 10) — Front de charriage qui est représenté dans la topographie par des abrupts; 11) — La flexure de la plate-forme de piedmont; 12) — Limites des bassins brachysynclinaux (Flysch d'Auver sien); 13) — Crêtes monoclinales (Côtes); 14) — Microrelief du à des diaclases; 15) — Doline; 16) — Doline ouverte par l'érosion remontante; 17) — Dépression liée avec les éboulements lents; 18) — Cônes de déjections; 19) — Équidistance des courbes — 50 mètres.