

Приноси към морфологията на Западнитъ Родопи

Отъ

Димитър Ярановъ

Родопитъ, особено Западнитъ Родопи, сж, безъ съмнение, покрай Южна Странджа и нѣкои дѣлове на Епиръ, въ всѣко отношение най-непознатата частъ на Балкански полуостровъ. Това важи и за тѣхното морфолошко изследване. Ето защо презъ настоящата 1940 г. се занимахъ съ обстойното морфолошко изучаване на една частъ отъ Западнитъ Родопи. Това бѣ необходимо не само заради опознаването на самитъ Родопи, но и поради обстоятелството, че тѣ, като земя, въ която се намиратъ най-стари по възраст земеповърхни форми, трѣбва да ни дадатъ ценни указания за развоя на релефа въ цѣлия Балкански полуостровъ.

Изследваната областъ представя планинистъ и много гористъ теренъ, кждето селищата сж на повече отъ 40—50 км. едно отъ друго. Ето защо изучаването бѣ придружено съ трудности отъ най-различно естество. Тѣ бѣха преодоленни благодарение услужливостта на военнитъ власти и на лесничейтѣ и подведомственитѣ имъ служаци. Особена признателностъ за указанитѣ ми услуги дължа на г-нъ майоръ Т. Казанджиевъ, командиръ на 6-та погранична дружина въ с. Доспатъ, както и на всички нему подведомствени военни чинове.

Като възприемемъ предложеното отъ проф. Батаклиевъ дѣление на Родопитъ на два голѣми дѣла: западенъ и източенъ¹⁾, можемъ да ограничимъ западния дѣлъ по следния начинъ: на западъ до р. Места и седловината между р. Черна Места и Крива (Сестримска) рѣка; на изтокъ и югъ линията: Тополовски проходъ — в. Переликъ — малката котловинка на с. Букъ на р. Места; на северъ р. Марица отъ устието на Крива (Сестримска) рѣка до най-източния ржавъ на Асеница. Явно е отъ това опредѣление на понятието Западни Родопи, че тѣ заематъ доста голѣмо пространство — около 7,960 кв. км. —, което не може да се изучи въ морфолошко отношение само за две ваканции, съ колкото време разполагахъ. Поради

¹⁾ Ив. Батаклиевъ, Долината на р. Арда (Източни Родопи), Изв. Бълг. геогр. д-во, кн. II, 1934, стр. 162.

това изучванията трѣбваше да бждатъ ограничени въ една часть отъ Западнитѣ Родопи, още повече, че източната часть на Западнитѣ Родопи се изучава въ този моментъ обстойно отъ асистента при Географския институтъ на Университета, г-нъ Живко Гължбовъ. Поради тѣзи две обстоятелства изучванията ми се ограничиха повече въ северната и западната часть на Западнитѣ Родопи, по-конкретно казано изследвани бѣха обстойно въ морфоложко отношение северниятъ склонъ на Родопитѣ отъ с. Сеитово въ Пазарджишко до с. Кукленъ въ Пловдивско и областъта отъ гр. Пещера и устието на Ели-дере на северъ до границата съ Гърция между р. Места и с. Триградъ на югъ, като по този начинъ морфоложкитѣ ми наблюдения въ Западнитѣ Родопи се свързаха съ тѣзи по долното течение на р. Места въ Гърция, които имахъ възможност да извърша презъ 1936 и 1937 г.

Изследваната областъ въ посоченитѣ граници не представя въ орографско отношение нѣщо цѣлостно, а по-скоро единъ профилъ отъ р. Марица въ Пазарджишко—пловдивското поле до долното течение на р. Места, който пресича осемъ орографски пъкъ и морфогенетично значително отличаващи се земи. Отъ северъ къмъ югъ тѣ сж следнитѣ:

1. *Пазарджишко—пловдивско поле.* — Засѣгната е само частъта на югъ отъ р. Марица и то само между с. Сараново и гр. Пловдивъ. Тази часть на полето, както цѣлото поле, се състои само отъ равни рѣчни тераси.

2. *Подродопска хълмиста областъ.* — Тя се простира между Пазарджишко—пловдивското поле и северния склонъ на сѣщинскитѣ Родопи, като достига на западъ до с. Дебърщица, а на изтокъ — до с. Кукленъ. Тази областъ се състои отъ многобройни уединени хълмове, предимно отъ мраморъ, между които най-известни сж Баба—баири, на югъ отъ гр. Пазарджикъ и Калояновъ връхъ (старо име — Вълча могила) на югъ отъ гр. Пловдивъ. Цѣлата тази хълмиста областъ е включена въ изследването.

3. *Северни части на Западнитѣ Родопи.* — Почти всички рѣки, които се стичатъ отъ Родопитѣ въ северна посока къмъ Марица, текатъ на известно разстояние въ западъ — източна или изтокъ — западна посока, перпендикулярно на тѣхната обща югъ — северна посока, по причини, които тепърва ще трѣбва да се уяснятъ. По този начинъ се отдѣлятъ отъ туловището на планината нѣколко орографски много ясно обособени части, които могатъ да бждатъ схванати съ общо име северни части на Западнитѣ Родопи. На северъ отъ колѣното на Ели-дере сж Милеви скали, на северъ отъ завоя на рѣката, която изтича отъ Баташкото блато — Каркария и Св. Константинъ. Надъ Пещера, Брацигово, Кричимъ се надвесватъ други уединени възвишения, всѣко едно отъ които носи особено име. Най-после надъ с. Кукленъ се протака Кара-Мандра,

единъ ридъ, който отдѣля Пловдивското поле отъ долината на Лжкавица, притокъ на Асеница.

4. *Чепино (включително Баташкото поле)*. — Голѣми долинни разширения се срѣщатъ на много мѣста въ Западнитѣ Родопи, при Чепино и Баташкото поле, обаче, тѣ сж толкова значителни по размѣри, че ясно отдѣлятъ земитѣ, които се намиратъ на северъ и на югъ отъ тѣхъ, въ нашия случай севернитѣ отъ срѣднитѣ части на Западнитѣ Родопи, като самитѣ разширения се явяватъ като самостоятелни области. Само една частъ отъ севернитѣ родопски части опиратъ непосредствено до срѣдния дѣлъ на Западнитѣ Родопи.

5. *Срѣденъ дѣлъ отъ Западнитѣ Родопи*. — Срѣдниятъ дѣлъ на Западнитѣ Родопи се простира на югъ отъ Чепино и отъ изброенитѣ повече или по-малко уединени височини. Той е общо взето слабо разчлененъ, поради това, че се намира най-далеко отъ долния ерозионенъ базисъ, та съвременната долинна система още не е успѣла да се върже въ него. Той се пресича напълно само отъ р. Кричимъ, която раздѣля Западнитѣ Родопи на две части: западна и източна. На много карти, пъкъ и въ нашата научна и учебникарска литература, западната частъ на Западнитѣ Родопи се означава съ името Доспатъ. Това име, обаче, не е много подходящо, защото е въ действителностъ име само на една рѣка, която се влива въ Места, име на покрайнината, която се намира по срѣдното течение на тази рѣка и най-после име на най-голѣмото село въ тази покрайнина. Източната частъ на Западнитѣ Родопи, поточно частъта, която се простира между Кричимъ и Асеница, е известна съ името Кара-Балканъ. Въ настоящата студия ще бжде засѣгната само западната частъ на срѣднитѣ дѣлове на Западнитѣ Родопи. Този дѣлъ е най-високиятъ отъ всички разглеждани орографски единици. Тукъ най-високиятъ връхъ е Голѣма Сютка, 2186 м. По този най-високъ дѣлъ върви и вододѣлътъ между Места и Марица, съ обща посока северо-западъ — югоизтокъ.

6. *Доспатска котловина*. — Успоредно на вододѣлното било, на югъ отъ срѣдния дѣлъ, се простира Доспатската котловина, дълга цѣли 40 клм., но много тѣсна, презъ която протича срѣдното и частъ отъ горното течение на р. Доспатъ. Именно тази котловина, заедно съ ограднитѣ височини, образува покрайнината Доспатъ.

7. *Беслетско било*. — На югозападъ отъ Доспатската котловина се простира едно високо безименно било, което по външенъ видъ, пъкъ и по много други белези прилича на срѣдния дѣлъ, отъ който впрочемъ това било е било отдѣлено едва въ неотдавнашно, отъ геоложка гледна точка, време, при образуването на Доспатската котловина, както това ще бжде обяснено по-нататкъ на съответното мѣсто. Това било би могло да бжде наречено *Беслетско*, по името на най-високия

връхъ, Беслетъ, 1938 м. То въ северо-западна посока се слива съ вододѣлното било, което достига седловината между Черна Места и Крива (Сестримска) рѣка.

8. *Орта-колу и Чечъ*. — На югъ отъ Беслетското било между лѣвитѣ притоци на Места се протакатъ плоски ридове съ дълбоки долини между тѣхъ. Западнитѣ ридове сж известни общо съ името Орта-колу, източнитѣ — съ името Чечъ. Най-високъ е ридътъ, който се намира на изтокъ отъ долното течение на р. Доспатъ — тукъ вр. Каинъ-чалъ достига 1815 м.

Отъ изброенитѣ осемъ орографски единици само първитѣ две и специално втората — подродопската хълмиста област е била изучавана по-рано съ морфоложка целъ отъ покойния нѣмски географъ А. Бурхардъ¹⁾. Неговитѣ заключения, обаче, не ни улесняватъ много, защото сж основани на погрѣшна предпоставка: този авторъ не е познавалъ никакъ терциернитѣ наслаги въ изучавата отъ него областъ. На западъ отъ изследваната отъ мене областъ се намира областта, изучена отъ Х. Луи²⁾. Както ще видимъ по нататъкъ, моитѣ заключения позволяватъ да се внесатъ известни корекции въ заключенията на Луи, а дветѣ работи заедно — студията на Луи и настоящето изучаване—позволяватъ отъ своя страна да се направятъ общи изводи за мороложкото развитие на цѣлитѣ Западни Родопи, на Рила и на Пиринъ, както и изводи за сжщността на така наречения „масивъ“.

Най-голѣма частъ отъ изучената отъ мене областъ не е била посещавана по-рано отъ никой нито съ геоложка, нито съ морфоложка целъ. Морфоложкото изучаване на областта стана възможно впрочемъ едва въ най ново време и то благодарение на новитѣ топографски карти. До преди 1935 г. сжществуваше сносна карта въ мѣрка 1:40,000 (реамбулирана отъ руската едноврстова карта 1:42,000) само за северния склонъ на Родопитѣ, северно отъ 42 паралелъ. На споменатата година излѣзнаха нѣколко листа отъ новата топографска карта на България въ мѣрка 1:50,000, които обхващатъ тѣкмо Западнитѣ Родопи южно отъ споменатия паралелъ. По сжщото време излѣзнаха и тѣзи листове отъ многоцвѣтната топографска карта на Гърция въ мѣрка 1:100,000, които засѣгатъ долното течение на р. Места. По този начинъ първата предпоставка за предприемане на морфоложки изучавания въ Западнитѣ Родопи бѣше на лице. Втората предпоставка, обаче, липсваше напълно: не притежаваме никакви данни за геологията

¹⁾ A. Burchard, Die Morphologie des Nordrandes der Rhodopen in Bulgarien. Jenaische Zeitschr. f. Naturwissenschaft, Bd. 64, N. F., Bd. 57, Jena, 1929, стр. 157 — 196.

²⁾ H. Louis, Morphologische Studien in Südwest-Bulgarien. Geogr. Abh., III Reihe, H. 2, Stuttgart, 1930.

на областта, за която е дума. Само нейната петрография ни бѣше известна до нѣкъде отъ трудоветѣ на проф. Г. Бончев³⁾. Ето защо, преди да започна каквато и да е морфоложка работа, се наложи да се заема съ геоложкото изучаване на края. Впрочемъ двата вида изследвания се допълватъ по великолепенъ начинъ, тъй като безъ морфоложкото изследване би било абсолютно невъзможно датирането на пространнитѣ чакълни маси, които се намиратъ навредъ изъ Западнитѣ Родопи, тъй както и безъ датирането на последнитѣ не би било възможно подробното изследване на старата и новата тектоника на областта.

Въ изучената частъ на Западнитѣ Родопи може да се отличи, отъ геоложка гледна точка, единъ кристалиненъ цокълъ отъ гранитни интрузии и метаморфна мантия и една терциерна покривка отъ слабо споени седименти и лавни надстройки. Отъ тектонска гледна точка може да се говори за единъ старъ орогененъ стадий на развитие и единъ младъ построгененъ стадий, който може да бѣде изученъ само съ методитѣ на геоморфологията. Ето защо като достигна до разглеждането на този стадий въ тектонския развой на нашата областъ азъ ще прекъсна краткия геоложко-тектонски уводъ и ще премина къмъ разглеждане на форменитѣ групи, които отъ своя страна даватъ този сложенъ форменъ комплексъ, който се явява на бѣлъ свѣтъ като Западни Родопи.

Геоложко-тектонски бележки.

Кристалинниятъ цокълъ. — Той се състои, както вече се каза, отъ една метаморфна мантия, въ която сж били интродуирани презъ варисийския орогененъ цикълъ два подземно може-би свързани гранитни плутона. Мантията на тѣзи плутони е най-старата формация въ Западнитѣ Родопи. Тя представя мощенъ комплексъ отъ метаморфни скали, който отъ своя страна може да се раздѣли на две части: една по-стара, която е разпространена най-много въ южнитѣ отдѣли на изучената областъ и една по-млада частъ, която се разполага върху първата, като главното мѣсто на нейното разпространение е северната частъ на Западнитѣ Родопи. Докато за по-младата частъ може съ доста голѣма положителностъ да се твърди, че е силурско-карбонска, не е изключено по-старата да е алгонкска и старопалеозойска. Дветѣ части на метаморфния комплексъ се отличаватъ и по времето, когато сж били

³⁾ Г. Бончевъ, Приносъ къмъ петрографията на Западнитѣ Родопи. Пер. спис., кн. 62, 1901, стр. 649—763; Г. Бончевъ, Скалитѣ и минералитѣ въ Пашмаклийския окръгъ. Год. Соф. унив., физ.-мат. фак., кн. 18, 1922; Г. Бончевъ, Петрографията на долината на р. Места въ България. Год. Соф. унив., физ.-мат. фак., кн. 19, 1923, стр. 271—304.

метаморфозирани: варисцийскитѣ интрузии сж заварили по-старата частъ вече метаморфозизирана, а самитѣ тѣ сж допри-нѣсли за метаморфозизирането на по-младата частъ.

Старитѣ метаморфни скали започватъ съ единъ мощенъ комплексъ отъ бѣли fino наслоени мрамори, въ които интеркалиратъ много начесто двуслюдени гнайси и по-рѣдко двуслюдени гнайсошисти и шисти. Надъ тѣзи мрамори идватъ твърде често дебели задруги отъ биотитови и двуслюдени гнайси и гнайсошисти.

По-младитѣ метаморфни скали започватъ съ биотитови шисти, които ставатъ нагоре двуслюдени и най-после мусковитови, като завършватъ съ мощна мраморна задруга, която се отличава отъ по-старата, намираща се въ основата на мантията, по интеркалирацитѣ по-слабо метаморфозирани мусковитови шисти, вмѣсто гнайси и други високометаморфни скали.

Въ изучената областъ влизатъ части отъ два гранитни плутона; единиятъ заема най-западната частъ на Западнитѣ Родопи и бѣ засѣгнатъ отъ мене само въ неговата източна периферия, по Балкъ-дере. Другиятъ започва южно отъ с. Доспатъ и заема цѣлата гранична областъ отъ мѣстото, кждето р. Доспатъ се влива въ Места до къмъ с. Буйново (Наипли), като се продължава и доста далеко на югъ въ Гърция. Този плутонъ би могълъ да бжде нареченъ Каинчалски по името на най-високия вр. Каинъ-чалъ. Този плутонъ показва домо-видно устройство, съ шлири, успоредни на допирната съ мантията повърхнина и съ цепителностъ въ тѣсна зависимостъ отъ първичната шистозностъ. Това обстоятелство е отъ извънредно голѣмо значение за микрорелефа на голѣми части отъ изучената областъ. За него сж били отъ значение и мно численитѣ апофизи на гранита въ метаморфната мантия, предимно аплити и пегматити, които сж по-устойчиви на денудационнитѣ процеси отъ скалитѣ, въ които сж се вмъкнали.

Въ метаморфната мантия сж били интродуирани, може-би преди споменатитѣ гранити, базични оливинсъдържащи скали, които сж дали впоследствие серпентини. Тѣ иматъ много ограничено разпространение (главно въ подродопската хълмиста областъ), но тамъ, кждето се явяватъ, създаватъ много характеренъ за тѣхъ микрорелефъ.

Терциерната покривка. Въ нашата областъ липсва каквато и да е следа отъ мезозойска скала. Тукъ покривната формация се състои само отъ терциерни седименти и лавни надстройки.

Въ обсега на подродопската хълмиста областъ и между нея и северния склонъ на сжщинскитѣ Родопи се намиратъ доста дебели оверсиенски наслаги, които се състоятъ главно отъ аркози, припокрити отъ много едъръ блокажъ. Никжде

тъзи седименти не представят нъкаква цълостна покривка.¹⁾ Въ сщщинските Родопи, и то предимно въ тъхнитъ по-южни отдъли, се намиратъ олигоценски наслаги, които се състоятъ въ основата отъ сщщия блокажъ, който се намира най-отгоре на оверсиенските наслаги: надъ него следватъ пфсъчници и глинени лиски, които съдържатъ извъредно много растителни отпечатьци и вжглищни прослойки, които не представятъ практически интересъ. Нъкога тъзи олигоценски наслаги сж представяли доста цълостна покривка отъ езерни материали, която впоследствие е била нахжсана на стотина отдълни малки и голъми гнъзда, главно подъ влияние на по-младата, станала на границата между Олигоцен и Миоцена неоефузия, по време на савската орогенеза. Тази ефузия е станала по нъколко процепи, лабиално, като е дала лавни потоци почти изключително отъ риолитъ. Тъ сж обусловили явяването на тъзи пространни лавни покривки, които виждаме днесъ и които първоначално сж били още по-пространни. Разрушаването имъ, обаче, е било лесно, понеже представятъ сравнително не много дебела покривка, изподъ която се показва на много мъста кристалинниятъ цокълъ. Поради своята първична нацепеностъ риолитовиятъ теренъ проявява полукарстовъ характеръ, който се е отразилъ върху развоя на морфоложките отношения въ цълата област.²⁾

Въ изученитъ части на Западните Родопи има на доста мъста и по-млади наслаги, които въ нъкои случаи покриватъ значителни пространства. Това сж предимно чакълни маси отъ рфченъ произходъ върху старитъ долинни системи. Съ точното разпространение и съ датирането на тъзи чакълни маси ще се занимаемъ по-нататкъ обстояно.

Палеогеографската картина на нашата област до неоефузията включително се е развивала приблизително по следния начинъ: до къмъ края на младия Палеозой, вфроятно до къмъ края на Карбона цълата област, както впрочемъ цълитъ Родопи и изобщо голъми дълове отъ българткитъ земи сж представяли части отъ едно геосинклинално море, Пратетисъ. Варисийскитъ гранитни интрузии въ края на Палеозой не само сж допринесли за окончателното метаморфозиране на палеозойскитъ скали, но и за изнасянето на цълата област надъ морското равнище. Едва презъ стария Терциеръ, презъ Оверсиена единъ заливъ отъ Хасковското море, което е заливало почти цълитъ Източни Родопи, се е разпрострълъ върху

¹⁾ За подробности вж. Д. Ярановъ, Геология на северния склонъ на Родопитъ между гр. Пещера и с. Кукленъ, Сп. Бълг. геол. д-во, год. XII, 1940, стр. 83—118.

²⁾ По-обстояни данни за геологията на изучената област ще бждатъ дадени отъ автора въ специална студия. За сега читателтъ ще тръбва да се задоволи съ приложената въ края на тази статия геоложко-тектонска скица на Западните Родопи. (Вж. приложение 3).

най-севернитѣ отдѣли на Западнитѣ Родопи. Като се сѣди по наслагитѣ, които сѣ били натрупани въ този заливъ, може съ сигурность да се заключава, че по време на Оверсиена на мѣстото на днешнитѣ Западни Родопи се е намирала низка и почти напълно равна земя. Това положение е траяло, обаче, много кратко време; въ края на Еоцена на мѣстото на днешното Пазарджишко-пловдивско поле се е издигнала висока планина, отъ която сѣ били свлѣчени въ всички посоки, между другото и на югъ, дебели едроблокови наслагии, които сѣ запълнили оверсиенския заливъ. Едновременно съ издигането на тази планина е станало общо снишаване на Западнитѣ Родопи и превръщане на споменатата вече равна земя въ пространно езеро. Въ края на Олигоценъ, обаче, неговиятъ животъ е билъ прекъснатъ, защото сѣ се появили мощни вулкански ерупции, които сѣ разливали риолитови лавни потоци въ всички посоки. Така на мѣстото на северната частъ на нѣкогашното плитко езеро се явилъ типиченъ вулкански пейзажъ, който е билъ подложенъ на разрушителната дейность на денудационнитѣ процеси презъ цѣлия Миоценъ, Плиоценъ и Кватернеръ. Какво е останало отъ него въ днешно време — това ще ни посочи морфоложкиятъ анализъ, който ще бѣде направенъ въ следващитѣ страници.

Изтъкнатитѣ палеогеографски промѣни се дължатъ главно на редица тектонски движения, отъ които заслужаватъ да бждатъ изтъкнати следнитѣ:

Варисцийскитѣ нагъвания и синтектонични гранитни интрузии, които сѣ създали за дълго време въ Западнитѣ Родопи постоянна тенденция къмъ издигане. Това нагъване се е изразило въ образуване на многобройни антиклинали съ общо северозападъ — югоизточна посока, като само тукъ-таме се е дошло до надхлъзания. Тази интрузионна консолидация е отличавала цѣлия нѣкогашенъ родопски (рило-родопски, македоно-родопски, македоно-тракийски, тракийски ¹⁾) масивъ.

Срѣднеооценската синорогенеза е създавала нѣколко синклиниума, единъ отъ които е билъ заетъ отъ споменатия вече оверсиенски заливъ.

Пиренейската синорогенеза е създавала нови вторични структурни форми, между другото споменатата вече планина на мѣстото на Пазарджишко-пловдивското поле и про-

¹⁾ Сществуването на толкова много названия не е случайно, а въ връзка съ обстоятелството, че почти всѣки авторъ приема различенъ обхватъ на масива, и то затова, че почти никой не се е занималъ съ сжщностьта на масива, още по-малко се с аргументиралъ, когато му е давалъ едни или други граници. Всичко това, обаче, не трѣбва да ни очудва, като имаме предвидъ, че до скоро, пъкъ дори и днесъ нѣкои части отъ тѣзи земи сѣ недостъпни за съвѣстния изследователъ, който гради своитѣ заключения възъ основа на собствени изследвания.

странния плитъкъ езеренъ басейнъ на мѣстото на Западнитъ Родопи.

Савската орогенеза между Олигоценна и Миоцена е последното орогенно движение, което може да се установи съ абсолютна положителностъ въ нашата областъ. То е станало причина да се засилатъ нѣкои отъ варисцийскитъ тектонски елементи и да се появятъ други, съвсемъ нови, които представятъ главно навлаци съ посока на движение къмъ югъ и югозападъ. При тѣзи навличания сж взели участие почти изключително мрамори, като материалъ крехъкъ, който се поддава мжно на нормално нагъване. Тѣзи мрамори въ подродопската хълмиста областъ сж надхлъзнати между другото върху оверсиенскитъ наслаги, като сж създали по този начинъ това голѣмо петрографско разнообразие, което е причина до голѣма степенъ за хълмистия видъ на тази областъ; въ сѣщинскитъ Родопи надхлъзването е станало върху олигоценски наслаги, което позволява да се установи савската възраст на движенията. Такава е възрастта на последнитъ тектонски движения въ Пиринъ, като се сѣди по описаното отъ Х. Луи надхлъзване при с. Брѣжани (Сърбиново), и въ Рила, като се сѣди по тектонскитъ отношения при с. Костенецъ и с. Доспей (Самоковско). Савскитъ тектонски движения сж включили въ динарско-хеленския клонъ на алпийския орогенъ въ Балкански полуостровъ всичко това, което ние до скоро наричахме междиненъ масивъ. Отъ геоложко-тектонска гледна точка отъ началото на Миоцена той, като нѣкогашенъ междиненъ масивъ, принадлежи къмъ геоложката история, не и къмъ настоящата тектонска подѣлба на Балканския полуостровъ.

Въ Западнитъ Родопи, както и въ Рила и Пиринъ, последнитъ интензивни тектонски движения, придружени съ надхлъзвания, сж станали между Олигоценна и Миоцена. Тази констатация, която можемъ да смѣтаме за абсолютно положителна, трѣбва да бжде дебело подчертана, защото поставя единъ абсолютно положителенъ *terminus post quem* при датирането на старитъ денудационни форми въ споменатитъ три планини. Въ тѣхъ не може да има денудационна форма по-стара отъ стария Миоценъ.

Следъ тѣзи геоложко-тектонски данни ние можемъ да преминемъ къмъ морфоложкия анализъ на релефа, като се спремъ последователно на различнитъ формени групи. Върху тѣхното оформяване сж влияли, безъ съмнение, освенъ геоложко-петрографско-тектонскитъ отношения още и други фактори, като климатъ, растителностъ и др., но на тѣхъ нѣма да се спирамъ, защото сж по-добре известни и показватъ въ хоризонтална посока по-малко вариации. На тѣхъ подobaва

да отдаваме необходимото внимание само при разглеждане морфологията на по-обширни области, както това съмъ сторилъ при разглеждане релефа на цѣлата Срѣдиземноморска областъ.¹⁾

Форменитѣ групи въ северната и срѣдната часть на Западнитѣ Родопи.

1. Стари денудационни форми.

а) **Левантійска долинна система.** — Изследваната областъ се отводнява понастоящемъ въ две противоположни посоки: на югъ къмъ Места и на северъ къмъ Марица. И въ двѣтѣ долилни системи се виждатъ надъ съвременнитѣ долилни дѣна и надъ кватернернитѣ тераси заравнености, твърде често припокрити съ рѣчни чакъли. Това сж остатъци отъ едно по-старо, предкватернерно долинно дѣно, отъ което сж се запазили многочислени следи. Тѣ заслужаватъ да бждатъ изброени накратко, макаръ да взиматъ активно участие въ общия видъ на релефа само на нѣкои мѣста.

Ако проследимъ р. Ели-дере нагоре по нейния проломъ, нѣма да намѣримъ никжде нито тераси, нито нѣкакви други заравнености. Излѣзнемъ ли, обаче, отъ пролома при с. Корово въ областъта Чепино, пейзажътъ се промѣня основно.²⁾ На 770 до 800 м. надъ морското равнище се вижда широка рѣчна долина, периферията на която се дѣлжи изключително на дейността на рѣчната ерозия и свързаната съ нея повърхна денудация (никжде не се виждатъ нито флексурни, нито разсѣдни откоси), а равното алувиално съвременно дѣно — на потъване, но не на котловината, а на цѣлата областъ около нея, по една плоска флексура, която личи въ релефа само между Баташкото поле и неговата източна ограда. По тази ограда се виждатъ на 1,180 м. заравнености, покрити съ чакъли и съ доста едри валуни отъ скали, които не се намиратъ въ непосредствената околностъ. Този чакълъ е рѣченъ, а заравненоститѣ — остатъци отъ стара денудационна повърхнина, която се навежда постепенно на западъ и видимо образува основата на Баташкото поле на 1080 м., оградено отъ всички останали страни отъ нормални ерозионни склонове (Вж. приложение I, обр. 5). Притоцитѣ на р. Мжтница (както се нарича р. Ели-дере въ Чепино), включително и рѣката, която отводнява Баташкото поле, сж врѣзани въ тѣзи склонове съ дълбоки долини, поради което може съ сигурностъ да прие-

¹⁾ Вж. Д. Ярановъ, Срѣдиземноморскитѣ земи, часть първа и втора. Год. Соф. унив., ист.-фил. фак., кн. 35 и 36, 1939 и 1940 г.

²⁾ Хубаво описание на чепинската областъ безъ морфогенетични тълкувания ни е далъ проф. Ив. Батаклиевъ, Чепино. (Специално-географски изучавания). Год. Соф. унив., ист.-фил. фак., кн. 26, 1930 г.

мемъ, че повърхнината на Чепино е по-млада отъ повърхнината на Баташкото поле (безъ огледъ, разбира се, къмъ съвременнитъ алувиални повърхнини, които ги припокриватъ). И дветъ повърхнини заедно сж се снишили по споменатата флексура съ около 100 м, което снишаване е предизвикало и тѣхното заблатьяване. То е настъпило поради обстоятелството, че снишаването не е засѣгнало областъта на северъ отъ Чепинското корито и Баташкото поле, а тѣ, както се знае, се отводняватъ именно въ тази посока. Че това е така личи отъ обстоятелството, че и въ третъ южни притока на Едринъ долъ (дѣсенъ притокъ на р. Ели-дере, влива се въ тази рѣка въ пролома): Еловъ-долъ, Костинъ-долъ и Метоха, заравненоститъ, които отговарятъ на чепинската заравненостъ, се намиратъ не на 770—800 м, а на 870—910 м. и то въпрѣки обстоятелството, че сж свързани по-прѣко съ долния ерозионенъ базисъ на Ели-дере.

Въ долината на Стара-рѣка надъ Пещера се намиратъ две различни повърхнини. По-низката личи много добре въ дола на р. Дълбочица, лѣвъ притокъ на Стара-рѣка, на 890 до 920 м. абсолютна височина, припокрита съ изобиленъ блокжъ и дълбоко вдадена въ Костина могила и Св. Константинъ, отъ западната страна на които възвишения се намира на 1180 м. повърхнината на Баташкото поле. Последната повърхнина се намира на сжщата височина и по повечето отъ притоцитъ на Стара-рѣка, както това личи на приложената морфоложка карта.

Въ порѣчията на дветъ рѣки: Ели-дере и Стара-рѣка, на югъ отъ стръмния северенъ склонъ на Родопитъ, се намиратъ, следователно, две вдаващи се заливовидно една въ друга стари долини системи: долна, по-млада, на 870 — 920 м. и горна, по-стара, на 1180 до 1200 м. Обаче въ областъта, заградена отъ една джговидна флексура, която е отбелязана на морфоложкитъ карти и обхваща областъта Чепино (не само самата котловина, но и частъ отъ нейната ограда, включително и Баташкото поле), сжщитъ долини системи се намиратъ на около 100 м. по-ниско, въ връзка съ относителното потъване на тази областъ или, по-право казано, въ връзка съ частичното изоставане на тази областъ при общото издигане на Западнитъ Родопи въ края на Левантиена по-нѣколко периферни флексури и разрѣдни откоси, за които ще стане дума по-нататкъ.

Понеже не се намиратъ стари долини дѣна по-ниско отъ посоченитъ и понеже преди следлевантийското издигане Ели-дере и Стара-рѣка на югъ отъ с. Варвара и гр. Пещера сигурно сж текли въ много по-широки долини, отколкото сж съвременнитъ, имаме пълно основание да смѣтаме, че заравненоститъ на 770—800, 870—910 и 890—920 м. сж левантийски. Като такива сж отбелязани и на морфоложката карта. Като се има предвидъ, отъ друга страна, че се намираме въ областъ,

която е била засѣгната отъ роданска синорогенеза, имаме пълно основание да смѣтаме, че между Понтиена и Левантиена е имало ясно изразенъ дисконтуитетъ въ денудационнитѣ процеси, поради което по-високо разположенитѣ заравнености на 1080 и 1180—1200 м. сж отъ понтийско време.

Докато вжтре въ самитѣ Западни Родопи (включително тѣхнитѣ северни части) височината на дветѣ стари долинни лѣна варира само съ 100 м., на северъ левантийското ниво показва много голѣми разлики въ своето положение, които сж въ тѣсна връзка съ това, дали съответната запазена частъ се намира по-близу до Родопитѣ или до Пазарджишко-пловдивското поле. Така въ горното течение на Бѣла-рѣка, която минава презъ с. Дебърщица и съ името Пишмака продължава къмъ Марица, левантийската повърхнина се явява на 650—700 м., изрѣзана въ най-различни скали и покрита съ алохтонни полигенини чакѣли. Забележително е, че тукъ тази повърхнина се разпада на три отдѣлни, по на 20 м. (въ вертикална посока) една отъ друга разположени повърхнини. Сжщото се наблюдава и между гр. Брацигово и с. Жребичко, кждето се виждатъ три повърхнини, наредени една подъ друга на кждето вертикално разстояние отъ 560 до 610 м. Въ северна посока тази система отъ три повърхнини се понижава бързо и въ единъ долъ на западъ отъ с. Козарско чакѣлитѣ, които ги припокриватъ, се намиратъ само на 400 м. абс. вис. Въ долината на р. Кричимъ равнището Бобище, на югоизтокъ отъ с. Кричимъ, е срѣдно на 680 м., пд на югъ, обаче, се срѣщатъ заравнености предимно на около 900 и 1200 м., а въ най-горнитѣ течения на притоцитѣ на Вжча — на 1220—1300 м. Такъвъ е случаятъ съ заравнеността при с. Равногоръ (старо име Ясж-Кория, т. е. равна гора, име въ връзка съ релефа), съ обширната поляна Кастракли, между гр. Девинъ и с. Борино и съ заравненоститѣ по Сачанъ-дере (притокъ на Дамлж-дере), на 1200 м. аб. вис.

Най-поучително е положението на югоизтокъ отъ с. Перущица. Тукъ на 410 м. абс. вис., по пжтя отъ селото за хижа Брѣнощица, на стотина метра отъ паметника, се виждатъ подъ единъ старъ клифъ, изрѣзанъ въ мрамора, езерни пѣсъци и глини. По сжщия пжтъ на около 500 м. отъ това мѣсто, 30 м. по-високо, на 440 м. абс. вис. се вижда другъ клифъ съ малка езерна тераса подъ него, запълнена съ сжщитѣ материали, примѣсени съ доста делувинумъ, довлеченъ по време на тѣхното наслагване. Къмъ всичко това тукъ се примѣсва и слабо споенъ брекчозенъ конгломератъ отъ мраморни валуни — типиченъ клифовъ материалъ, взетъ отъ мраморната подлога. Все по сжщия пжтъ малко по-далече и само на 15 м. по високо — на 455 м. абс. вис. се вижда още една — най-висока — езерна тераса, изрѣзана въ риолитъ, покрита пакъ съ глини и пѣсъци. Въ тѣхъ се виждатъ въ голѣмо изобилие чакѣл-

чета отъ млѣченъ кварцъ, което е въ връзка съ близкото присѣствие на устието на една рѣка, която се е вливала близу до това мѣсто въ нѣкогашния воденъ басейнъ. Тѣзи три абразионни тераси сж безъ съмнение въ връзка съ пространното левантийско езеро, което е заемало голѣма частъ отъ Пазарджишко-пловдивското поле. Тѣзи три тераси отговарятъ на три етапа въ оттеглянето на това езеро. Тѣ обясняватъ много добре защо въ северна посока левантийската долинна система не се явява единна, а като система отъ три една надъ друга разположени близки една до друга рѣчни заравнености. Изглежда, обаче, че отдрѣпването на езерната повърхнина е станало доста бързо, защото то не се е отразило въ земитѣ, които сж се намирали по-далеко отъ този нѣкогашенъ долеенъ ерозионенъ базисъ.

Чакълитѣ отъ млѣченъ кварцъ на най-горната абразионна тераса преминаватъ постепенно въ долината на рѣката, която минава презъ с. Перушица, въ рѣчни чакѣли, които се издигатъ на значителна височина — до 650 м.

Въ долината на Умина рѣка, лѣвъ притокъ на Сотирска, се виждатъ много добре сжщо така три заравнености по на 20-тина м. една надъ друга, като и въ този случай най-високата, на 600 до 650 м., е изобилно покрита съ рѣченъ чакълъ. Абсолютно сжщото е положението и въ долината на рѣката, която минава презъ с. Марково.

Долинитѣ на долнитѣ течения на всички лѣви притоци на р. Места представятъ проломи, отъ които най-величественъ е проломътъ на р. Доспатъ, която отводнява почти цѣлата южна частъ на изучената област. Този проломъ, изрѣзанъ въ гранити, мрамори и други метаморфни скали, започва отъ самото устие на тази рѣка и продължава чакъ до с. Барутинъ, кждето долината става широка. Това разширение на 1090 м. е остатъкъ отъ старо долинно дъно, отъ което намираме следи и по нѣкои отъ притоцитѣ на р. Доспатъ, които се вливатъ въ нея подъ с. Барутинъ. Така напримѣръ въ долината на Осинската рѣка с. Любча е разположено на една много добре запазена заравненостъ на 1080 м. А въ Жижевското дере, което се влива въ р. Доспатъ много по-долу, се намира между селата Кочанъ и Марулево пространна повърхнина на 960—980 м. Нейното разположение на вододѣла между това дере и р. Доспатъ показва, че тази рѣка по-рано е текла отъ устието на Осинска рѣка въ северозападна посока и е използвала долината на Жижевското дере въ своя пѣтъ къмъ югъ. Днешната долина на р. Доспатъ отъ устието на Жижевското дере до устието на Осинската рѣка е била по-рано долина на лѣвъ притокъ на р. Доспатъ. При голѣмото следлевантийско издигане този притокъ чрезъ регресивна ерозия обезглавилъ р. Доспатъ, като по този начинъ е скжсилъ много по-голѣмия по-рано завой на тази рѣка.

Въ долината на рѣка Бистрица, която събира водитѣ си отъ височинитѣ около селата Сатовча и Фъргово, а се влива като лѣвъ притокъ на Места въ тази рѣка въ долния край на Неврокопското поле, се намиратъ сѣщо така обширни заравнености, които въ горнитѣ течения достигатъ до 1130 м. (ливадитѣ Сивикъ на с.-и. отъ с. Сатовча), надолу ставатъ все по-низки (ливадитѣ Луковица на северъ отъ с. Фъргово сж на 1010 м.), докато въ най-долното течение чакълнитѣ наслаги, които ги припокриватъ, преминаватъ въ най-горния хоризонтъ на младотерциернитѣ наслаги, които нѣкога сж запълвали цѣлата Неврокопска котловина. Поради това позволено е да смѣтаме, че всички изброени заравнености сж остатъци отъ левантійскитѣ долинни дѣна на лѣвитѣ притоци на р. Места.

б) Понтийска денудационна повърхнина. — Въ притоцитѣ на Марица понтийската долинна система, която бѣ засѣгната въ връзка съ разглеждането на левантійската система, никжде не е могла да се развие до толкова, че да се дойде до сливане на отдѣлни долини въ една обща заравнена повърхнина, за която да може да се каже, че представя понтийска денудационна повърхнина. Това може да се твърди, разбира се, като приемемъ дефиницията, че флувиалната денудационна повърхнина представя сборъ отъ долини, достигнали почти напълно своята ерозионна терминанта. Негодността на маричинитѣ притоци да разширятъ своитѣ долини презъ Понтиена, една епоха на интензивно извѣтряне и бързи денудационни процеси, трѣбва да се обясни съ гигантската работа, която тѣзи притоци сж имали да вършатъ презъ тази епоха. Явно е, че тѣ не сж разполагали съ единъ слабъ релефъ. Тази констатация се комбинира много добре съ други нѣкои факти, които ще бждатъ изтъкнати по-нататкъ и които довеждатъ до заключението, че Пазарджишко-пловдивското поле се е явило на днешното си мѣсто едва въ началото на Понтиена и то като последица на доста рѣзки движения. Тѣ сж смъкнали образуваната на това мѣсто въ началото на Олигоцена планиниста земя почти на самото морско равнище, като съ това сж позволили тукъ да се образува обширна понтийска денудационна повърхнина, която впоследствие е била фосилизирана отъ левантійскитѣ наслаги. Отъ началото на Понтиена морфоложкиятъ развой на Пазарджишко-пловдивското поле и на Родопитѣ е тръгналъ по съвсемъ различни пжтища. Преди това цѣлата област, обектъ на настоящата студия, е била отводнявана въ южна посока.

На югъ, напротивъ, морфоложкиятъ развой е вървѣлъ нормално още отъ началото на Миоцена, поради което презъ Понтиена рѣкитѣ не сж имали много работа. Поради това тѣ сж могли да разширятъ долинитѣ си дотолкова, че тѣ на нѣколко мѣста сж се слѣли въ една обща понтийска денуда-

ционна повърхнина. За такава можемъ да приемемъ първата заравненостъ, която се намира надъ левантийската долиненна система.

Понтийската денудационна повърхнина е развита въ нашата областъ въ порѣчието на Места на четири мѣста, разположени отъ дветѣ страни на р. Доспатъ и които явно сж представляли преди роданското издигане въ началото на Левантиена една обща заравненостъ. Тя личи най-добре между с. Осина и с. Доспатъ, намира се на 1200 м. абс. вис., но по-неже е покрита съ около 80 м. дебели равномерно разпредѣлени чакълни маси, явява се въ сжщностъ като седиментационна повърхнина на 1280—1300 м. (Вж. приложение 1, обр. 4). Натрупването на този мощенъ блокажъ ще да се дължи можеби на съвмѣстното действие въ края на Понтиена на тектонски движения и нѣкои особени климатични условия. Сжщата повърхнина е запазена, обаче въ много по-малкъ размѣръ, и на изтокъ отъ с. Доспатъ, северно отъ с. Кжсакъ, на 1240 м., кждето чакълната покривка е дебела само 12 м., така че повърхнината се явява като седиментационна повърхнина на 1250 м. На северъ отъ с. Доспатъ, отъ лѣвата страна на рѣката се виждатъ слабо наклонени къмъ рѣката ридове, които явно произхождатъ отъ една нарѣзана и вторично наклонена къмъ югозападъ повърхнина, която, по абсолютната си височина въ горната си частъ — 1300 м., явно принадлежи къмъ понтийската денудационна повърхнина. Къмъ нея ще да принадлежатъ, най-после, и многобройнитѣ заравнености на 1300 м., които се намиратъ около с. Чавдаръ, близу до границата съ Гърция.

Ако се вземъ въ географското разпространение на понтийската денудационна повърхнина ще видимъ, че тя се е развила предимно върху каинчалския гранитенъ батолитъ, като на северъ е ограничена много рѣзко отъ риолитовитѣ маси. Въ тѣхъ тази повърхнина не е могла да се развие, освенъ отъ дветѣ страни на самата рѣка Доспатъ. Това е въ връзка съ особения начинъ, по който извѣтря риолита, както и въ връзка съ слабата гжстота на рѣчната мрежа върху риолитовъ теренъ. На този въпросъ ще се спра подробно на съответното мѣсто.

в) Младомиоценска денудационна повърхнина. — Въ Западнитѣ Родопи правятъ най-силно впечатление не високитѣ върхове, както това е въ Рила и Пиринъ, а пространнитѣ заравнености, които сж изразени най-добре на срѣдъ пжть между селата Батакъ и Доспатъ. Най-добре личатъ тѣзи заравнености въ порѣчието на р. Дамлж-дере, най-многоводна отъ тритѣ голѣми рѣки, които съставятъ при Забралъ подъ гр. Девинъ р. Вжча. А отъ притоцитѣ на Дамлж-дере се отличаватъ най-много Беглишката рѣка и Катранджи-дере.

Беглишката рѣка се образува отъ сливането на рѣкитѣ Суйсуза, Семиза и Кара-Чумакъ, които се събиратъ въ едно непосредствено надъ лесничейството Бегликъ. Отъ тукъ надолу така образуваната Беглишка рѣка тече срѣдъ една широка долина съ 1490 до 1510 м. абсолютна височина и много малъкъ наклонъ, като образува многобройни меандри. Въ връзка съ тази широка долина се явяватъ на западъ и на изтокъ отъ нея обширни заравнености, изрѣзани безразлично въ мраморъ и риолитъ. (Вж. приложение 1, обр. 3). Всички тѣзи заравнености представятъ хубави ливади и сж известни съ общото име Бегликъ. Отъ долния край на това забележително долинно разширение Беглишка рѣка се задълбава въ едно диво ущелие, където приема отъ дѣсна страна Черно-дере. И въ неговата долина точно на височина отъ 1490 до 1510 м. се вижда разширение, въ което рѣката едва тече, като образува стотици меандри. Това разширение съ вмѣква и въ долината на дѣсния притокъ на Черно-дере — Сарж-яръ.

Беглишката рѣка приема още по-надолу въ своето тѣсно ущелие отъ лѣва страна рѣката Селъ-Кюприя. И въ тази рѣка точно на 1490 до 1500 м. се вижда разширяване на долината и много слабъ наклонъ. На мѣстото на това разширение се намиратъ обширни ливади, известни съ общото име Чокура.

Рѣката, която се явява като резултатъ отъ сливането на Беглишка р. и р. Селъ-Кюприя, се нарича вече Дамлж-дере. Чакъ до гр. Девинъ тя тече въ дълбока недостъпна тѣснина, която държи общо югоизточна посока. Въ тази тѣснина отъ лѣва страна се влива Бараклийска рѣка. Въ нейната долина точно на 1490 до 1500 м. се вижда широка заравненостъ, заета отъ тресавище. Малко по-надолу отъ дѣсна страна въ Дамлж-дере се влива р. Катранджи-дере. И въ долината на тази рѣка се вижда на 1480 м. при лесничейството Дженевра значително разширение, въ което рѣката меандрира. Фактътъ, че тукъ разширението се явява съ 10 м. по-ниско, е твърде лесно обяснимъ: цѣлото порѣчие на тази рѣка е било по-близу до долния ерозионенъ базисъ.

Цѣлата стара долинна система на Дамлж-дере на кръгло 1500 м. конвергира точно на югъ; като се има предвидъ, отъ друга страна, че въ южна посока, къмъ Караджа-дере, притокъ на р. Доспатъ, т. е. къмъ порѣчието на р. Места не се изпрѣчва никаква преграда, по-висока отъ 1500 м., ние имаме достатъчно основание да смѣтаме, че до началото на Понтиена порѣчието на Дамлж-дере е съставяло частъ отъ порѣчието на р. Места. Това твърдение, основание на видимитѣ днесъ млади и стари ерозионни форми, подкрепя изказаното по-горе предположение, че преди Понтиена цѣлата областъ, обектѣ на настоящото изследване (значи цѣлата западна частъ на Западнитѣ Родопи) е била отводнявана въ южна посока. Въ полза на това твърдение говори, обаче, най-много обстоятелството,

че въ долинитѣ на притоцитѣ на Марица: Ели-дере, Старарѣка и Вѣча не се намиратъ никѣде другаде заравнености по-стари и по-високо разположени отъ понтийскитѣ, освенъ именно въ откраднатото отъ порѣчието на Места Дамлъ-дере. Обратно, въ съвременното порѣчие на р. Места, въ нашия случай въ порѣчието на р. Доспатъ, заравнености на 1490 — 1550 м. съставятъ значителната частъ отъ релефа.

Всички начални притоци на Караджа-дере иматъ извънредно широки долини на 1490 до 1526 м., въ които рѣкитѣ едва текатъ, а на много мѣста образуватъ и обширни тресавища. Тѣзи широки долини се сливатъ въ една обща заравненостъ, на която е дадено и едно общо име: Турна-чаиръ. Заравненостъ съ сѣщата височина се е простирила и много на югъ отъ това мѣсто, но при връзването на долината на Каралжа дере въ началото на Понтиена тази заравненостъ се е запазила само като тераса. Такъвъ е случаятъ съ заравненостъта на 1490 м. при лѣтнитѣ колиби Топчали.

Следи отъ стара долинна система на около 1500 м., която на мѣста е създавала истинска денудационна повърхнина, се намиратъ не само въ връзка съ лѣвитѣ, но и въ връзка съ дѣснитѣ притоци на р. Доспатъ, а сѣщо и по притоцитѣ на р. Бистрица (тази, която тече западно отъ с. Сатовча). Тѣзи следи се наблюдаватъ най-добре по Беслетското било на югозападъ отъ Доспатската котловина. Отъ дветѣ страни на вододѣлната линия на това било, по прѣката пжтека отъ с. Сърница (Шабанли) за с. Сатовча се вижда отъ северната страна заравненостъ на 1540 до 1550 м., увиснала така да се каже въ въздуха като истинска тераса съ великолепенъ изгледъ, следъ образуването на разсѣдния откосъ, който отдѣля въпросното било отъ Доспатската котловина. Отъ южна страна на билото непосредствено на югъ отъ Арсѣзъ тепе (1675 м.) се вижда сѣщо значително разширена долина на 1530 м. А пѣкъ по прѣката пжтека отъ с. Орлино (Бозаланъ) за с. Кочанъ се вижда на самото било обширна заравненостъ на 1550 м. — така наричаниятъ Чаирджикъ — при която е абсолютно невъзможно да се опредѣли точно кѣде минава вододѣлната линия. По цѣлото въпросно било има на още много мѣста такива обширни заравнености, образувани отъ сливането на нѣколко широки равни долини, или пѣкъ усамотени долинни разширявания, въ които се намиратъ твърде често и тресавища. Изброяването имъ би ни отнело много страници. Ето защо съмъ се задоволилъ да ги нанеса на приложената морфоложка карта. Забележителна е общата за всички тѣзи заравнености черта, че тѣ сж най-високо разположени — на 1550 м. — въ непосредствено съседство съ споменатия вече разсѣденъ откосъ, а въ югозападна посока се снишаватъ бързо до 1490 м., твърде често обратно на посоката, въ която текатъ рѣкитѣ, които сж ги образували. Това е въ връзка съ

обстоятелството, че образуването на въпросния разсѣденъ откосъ е станало не само чрезъ потъване на Доспатската котловина, съ която ще се занимаваме по-нататкъ, но и чрезъ едновременното издигане на безименното било съ около 40—50 м., при което именно е станало денивелиране на повърхнината, която иначе е била издигана съвсемъ равномерно при издигането на Западнитъ Родопи като цѣлостенъ блокъ.

На югъ отъ линията с. Сатовча — с. Доспатъ — с. Борино (Кара-Булакъ) денудационнитъ процеси презъ Понтиена сж били извънредно интензивни върху лесно податливия на извѣтряне и отнасяне гранитовъ и метаморфенъ теренъ (видѣхме вече, че тѣкмо тукъ се е образувала понтийска денудационна повърхнина, като отчасти се е запазила и до днесъ), поради което се е запазилъ много малко релефъ надъ 1300 м., още още по-малко надъ 1500 м.: само около 1815 м. високия вр. Каинъ-чалъ. Ето защо даже и да е сжществувала на югъ отъ споменатата линия нѣкаква стара предпонтийска долинна система или дори сжщинска денудационна повърхнина, тя не е могла да се запази. Запазила се е, по-точно казано, само една, обаче абсолютно сигурна следа, на 2 км. северъ-североизточно отъ Каинъ-чалъ. Тукъ на 1511 м. се вижда една уединена заравненост, широка около 250 м. и дълга около 600 м., заградена съ доста дълбоки долини, така че има формата на плоскъ върхъ. Върху нея е построенъ гръцкиятъ пограниченъ постъ № 111. Цѣлата заравненост е покрита съ рѣчни чакъли, дебели около 6 м. и състоящи се отъ валуни съ диаметъръ до 30 см., отъ млѣченъ кварцъ, гнайси и микашисти. Въ връзка съ тази чакълна покривка заслужава да се отбележи обстоятелството, че и въ порѣчието на Дамлж-дере и на Караджа-дере заравненоститъ на 1500 м. сж покрити съ около 6 м. дебели чакълни маси, прерѣзани днесъ въ видъ на чакълни тераси.

Всички тѣзи заравнености на около 1500 м. сж положително предпонтийски, именно миоценски. По съображения, които ще станатъ ясни въ следвацитъ страници, можемъ да приемемъ, че тѣ сж остатъкъ отъ една младомиоценска долинна система, която само на мѣста е напреднала толкова въ своето развитие, че е образувала сжщинска денудационна повърхнина. Най-много следи отъ тази младомиоценска долинна система сж се запазили въ риолитовъ теренъ, който, видѣхме вече, се е поддалъ много по-мжчно на понтийското заравняване.

Заслужава да се отбележи около Каинъ-чалъ и върховетъ около него, които надхвърлятъ 1500—1600 м. (между другото и около заравнеността на 1511 м. при гръцкия постъ № 111) присѣтствието на една зрѣла долинна система, състояща се отъ доста широки долини съ U-видна форма и съ малкъ наклонъ, разположени на 1420—1440 до 1470 м., които свършватъ надолу въ стрѣмни тѣсни V-видни долини. Забе-

лежително е, че всички тѣ сж били образувани въ извънредно лесно извѣтрящъ гранитъ. Тамъ, кждето предпонтійскитѣ заравнености сж изрѣзани въ риолитъ или въ други устойчиви на ерозията скали, следи отъ такава система не се намиратъ. Това обстоятелство показва, че тази зрѣла долинна система ще да отговаря на краткотраенъ застои въ самото начало на следмиоценското — предпонтійското издигане. Отъ фактитѣ, които могатъ да се наблюдаватъ около Каинъ-чалъ, може да се заключава, че тѣзи застоивания ще да сж били дори две, по време наблизу едно до друго.

Младомиоценската повърхнина може да се проследи много добре и по на западъ въ Западнитѣ Родопи. Тукъ тя е описана изчерпателно отъ Х. Луи като „родопска повърхнина“ на на 1500 до 1600 м. надъ морското равнище, като и той ѝ дава сжщата младомиоценска възраст¹⁾. Нѣщо повече, и тукъ се установява, че на 50—100 м. подъ тая повърхнина се намира зрѣла долинна система. И тукъ тя е изрѣзана въ неустойчивъ спрямо ерозията гранитъ. Къмъ сжщата повърхнина трѣбва да се причислятъ и заравнености на 1600 до 1800 м. въ Пиринъ и на 1600 до 1900 м. въ Рила. Явно е, че тѣ тукъ сж били издигнати по-високо въ връзка съ общото по-интензивно издигане на рилския и пиринския блокъ. Къмъ сжщата повърхнина принадлежатъ и всички долинни разширения и заравнености, описани отъ мене като „доспатска“ повърхнина. Даденото на времето отъ мене опредѣление на тази повърхнина като еоценска („постларамийска—предологоценска“) не може, разбира се, да се задържи²⁾. То се дължи на недостатъчно познаване на терциернитѣ наслаги, отъ което страдатъ, впрочемъ, много отъ по-старитѣ морфоложки изучвания на различни автори не само въ България, но и на много други мѣста въ Балкански полуостровъ. Азъ не желая, освенъ това, да запазя и названието „доспатска“ повърхнина, преди всичко защото, както изтъкнахъ въ началнитѣ страници на тази студия, Доспатъ е име на една негативна форма — една покрайнина, разположена въ обширна равна котловина. Освенъ това изобщо е нежелателно да се употрѣбаватъ локални имена за означаване на стари денудационни форми, освенъ когато е въпросъ за усамотено срѣщащи се и съ неизвестна възраст заравнености. Локалитѣ имена даватъ превратна представа за географското разпространение на дадената заравненостъ, особено когато е изучена нѣкоя малка областъ и се даде името на нѣкоя незначителенъ географски обектъ. Напротивъ, означа-

¹⁾ H. Louis, цит. съч., стр. 80—83.

²⁾ Вж. Д. Ярановъ, Разлогъ. Областно географско изучване. Мак. прегледъ год. VIII, 1933, кн. 3, стр. 57. Независимо отъ мене и A. Burgard (Die Rhodopen, въ Verh. des 23. Deutschen Geographentages, Breslau, 1930, стр. 157) говори за еоценски и предеоценски заравнености въ вътрешнитѣ части на Родопитѣ.

ването на повърхнината съ нейната възраст ни ориентира веднага върху времето на нейното образуване и положението ѝ спрямо другитѣ повърхнини. Поради всичко това азъ не възприехъ и даденото отъ Луи название „родопска“ повърхнина, още повече, че тя не е застъпена въ всички краища на Родопитѣ.

г) **Старомиоценска денудационна повърхнина.** — Възъ основа на приведенитѣ по-горе данни ние можемъ да прокараме въ порѣчието на р. Места следнитѣ три граници:

1. Северна граница на левантийското заравняване. Тя е разположена най-наюгъ, минава приблизително презъ селата Сатовча—Любча—Барутинъ. На югъ отъ тази линия се е запазилъ много малко релефъ надъ 1150 м. и почти никаква следа отъ по-стари ерозионни форми.

2. Северна граница на понтийското заравняване. Тя е разположена малко по на северъ, минава приблизително презъ селата Сатовча—Доспатъ—Борино. На югъ отъ тази линия се е запазилъ много малко релефъ надъ 1350 м. и почти никаква следа отъ по-стари ерозионни форми.

3. Северна граница на младомиоценското заравняване. Тя е разположена още по на северъ, минава въ западъ-източна посока приблизително на 5 клм. южно отъ най-високитѣ върхове на изучената областъ: Голѣма Сютка, 2186 м. и Баташки Карлъкъ, 2082 м. На югъ отъ тази линия се е запазилъ много малко релефъ надъ 1600 м. (най-високитѣ върхове въ нашата областъ се намиратъ, както току що бѣ подчертано, на северъ отъ тази линия) и никаква следа отъ нѣкоя по-стара ерозионна форма.

Отъ тѣзи данни ние можемъ а priori да заключаваме, че по-стари отъ младомиоценската денудационна повърхнина ерозионни форми могатъ да се очакватъ да се намиратъ съ най-голѣма вѣроятностъ и изключително на северъ отъ северната граница на младомиоценското заравняване. На северъ отъ тази граница, понеже не е действувало младомиоценското заравняване, и дветѣ плиоценски епохи на заравняване сж били затруднени отъ острия и масивенъ релефъ. И наистина, на северъ отъ въпросната граница на две мѣста се намиратъ точно на 1860 м. обширни заравнености, едната отъ които може да се вземе съ абсолютна сигурностъ за остатъкъ отъ стара денудационна повърхнина, по стара отъ младомиоценската. Именно на западъ отъ Баташки Карлъкъ се вижда на 1850—1860 м. абс. височина около 1 клм. и 800 м. дълга и 400—500 м. широка заравненостъ, изрѣзана въ двуслюдени гнайси, а покрита съ много грубъ рѣченъ материалъ и обрасла съ торфище. (Вж. приложение 1, обр. 1 и 2). Батачани даватъ името Карлъкъ именно на тази обширна заравненостъ, докато на върха, който се издига стрѣмно на изтокъ отъ заравне-

ността, и който именно е известен в географската литература с името Баташки Карлък, тѣ казват само „вѣрха“. Забележително е, че докато самата повърхнина е изрѣзана в гнайси, всички околни височини, завършващи много стрѣмно над нея, се състоятъ от риолитѣ. И въ този случай риолитовитѣ маси сж ограничили разпространението на една ерозионна форма поради своя особен начин на извѣтряне и голѣма устойчивост спрямо ерозионнитѣ (не и извѣтрителнитѣ!) процеси.

Само на 5 клм. по запад от това мѣсто се намира вѣрхът Картѣла, висок 1868 м., който представя една абсолютно равна поляна, широка 200 до 250 м. и 600 м. дълга. Макарь да не е много сигурно, обаче е твърде вѣроятно тази заравненост да е въ връзка с карлъшката. И дветѣ се намиратъ точно на вододѣлната линия между притоцитѣ на Марица и притоцитѣ на Дамлъ-дере, която е принадлежала до края на Миоцена към порѣчието на Места. Ето защо по днешнитѣ орографски отношения не може да се каже, дали дветѣ разглеждани заравнености на 1860 м. сж остатък от денудационна повърхнина въ връзка с Марица или въ връзка с Места. Но като вземемъ подъ внимание приведенитѣ погоре факти, говорещи за младостта на маричиния басейн, ние можемъ съ положителност да заключаваме, че през времето преди младия Миоцен заравняващата дейност на притоцитѣ на Места се е простирала още по север. Точно до кжде, обаче, е невъзможно да се каже, тъй като сж залечени всички следи от нѣкогашната северна граница на това заравняване. Тази граница може да се прокара само хипотетично и именно така е прокарана за всѣки случай на север от карлъшката заравненост.

Заравнеността Карлък и евентуално Картѣла сж най-високо разположенитѣ стари денудационни форми въ цѣлата изучена област. Тѣ сж най-стари въ цѣлата тази област. А като приемемъ, че „капатнишката“ повърхнина на Луи въ Пиринъ и Рила, най-старата въ тѣзи планини, е синхронична на заравненоститѣ Карлък и Картѣл (за тази синхроничност говори положението надъ младомиоценската денудационна повърхнина — по-голѣмата височина на капатнишката повърхнина въ Рила и Пиринъ е въ връзка съ постоянно по-интензивното издигане на тѣзи планини спрямо Западнитѣ Родопи), ние можемъ спокойно да приемемъ, че въ случая имаме работа наистина съ най-старитѣ денудационни форми въ Западнитѣ Родопи, които сж се запазили на това мѣсто поради благоприятното стечение на много обстоятелства, между другото и поради присъствието на риолитовитѣ маси, които заграждатъ почти отъ всички страни Карлъшката заравненост, сжщо и поради нейната голѣма отдалеченост отъ нѣкогашния доленъ ерозионенъ базисъ.

Изброенитѣ най-стари денудационни форми могатъ да бждатъ само следсавски, могатъ да бждатъ само миоценски. Тѣ сж най-вѣроятнo старомиоценски, като се има предвидъ, че по-низко отъ тѣхъ, но пакъ презъ Миоцена, се е образувала друга обширна денудационна повърхнина. Тя отъ своя страна може да бжде само младомиоценска, за такава бѣ приета тя малко по-горе.

По една случайностъ — поради несигурно опредѣляне възрастта на терциернитѣ седименти и поради непознаване тѣхното географско разпространение — Х. Луи приема сжщо така, че възрастта на най-старата денудационна повърхнина въ Рила и Пиринъ—капатнишката—ще да е старомиоценска. Той пише дословно следното: „ . . . Въ Рила и Пиринъ сж запазени значителни следи отъ една стара денудационна повърхнина (думата е за капатнишката повърхнина на 2200 — 2400 м. абс. вис.). Съ огледъ на възрастта на нейнитѣ корелатни седименти: наслагитѣ въ основата на котловинитѣ (на Места и Струма), тази повърхнина ще да е миоценска, вѣроятнo старомиоценска. Фациесътъ на наслагитѣ показва слаба енергия на релефа. . . Тѣзи заключения съвпадатъ съ изучаванията въ съседнитѣ земи. Косматъ и Остерайхъ смѣтатъ заравненоститѣ по билото на Родопитѣ за олигоценски. . .¹⁾ Въ този пасажъ се съдържатъ нѣколко невѣрни твърдения. Преди всичко наслагитѣ въ основата на котловинитѣ сж олигоценски. Тѣ, освенъ това, не се намиратъ само въ котловинитѣ, а и въ самитѣ планински блокове, въ Западнитѣ Родопи на 1400 м. надъ морското равнище. Тѣзи наслаги нѣматъ нищо общо съ сегашнитѣ котловини по течението на Струма и Места. Върху олигоценскитѣ наслаги сж се явили навлаци, които изключватъ възможността да има въ днешнитѣ Западни Родопи, Рила и Пиринъ денудационни форми, корелатни на тѣзи наслаги. Корелатнитѣ седименти на най-старата повърхнина ще да се намиратъ нѣкъде далеко на югъ въ бѣломорската област, между другото и поради това, че котловинитѣ по теченията на Струма и Места на северъ отъ Рупелския проломъ и Чечката клисура не сж сжществували още по онова време. Тѣ сж се

¹⁾ Вж. Н. Louis, цит. съч., стр. 103. Трѣбва да призная, че до преди една година, когато не ми бѣха известни, пъкъ и изобщо не бѣха познати тектонскитѣ отношения въ Западнитѣ Родопи, и азъ приемахъ авторитетното мнение на Косматъ (вж. F. Kosmat, *Geologie der zentralen Balkanhalbinsel, Die Kriegsschauplätze 1914 — 1918 geologisch dargestellt*, Н. 12, Berlin, 1924, стр. 144) и смѣтахъ, че най-високо разположенитѣ заравнености въ Рила и Пиринъ ще да сж олигоценски, поради което давахъ по-голяма възраст и на по-младитѣ повърхнини. При по-раншитѣ датирания, обаче, азъ показвахъ винаги известна резервираностъ. (Вж. Д. Ярановъ, *Сръдиземноморскитѣ земи, втора часть, Год. Соф. Унив., ист.-фил. фак., кн. 36, 1940, стр. 121*). Сега мога да бжда много по-положителенъ въ всички дадени по-горе опредѣления. Тѣ отмѣняватъ всички по-раншни датирания, мои или чужди, основани все на теоретически разсждения.

образували едновременно съ Пазарджишко-пловдивското поле едва въ края на Миоцена — началото на Плиоцена, по време на атийската синорогенеза.

Изследваните миоценски и плиоценски денудационни форми посочват много положително точните размери на последователните възходящи движения на Западните Родопи като дълостен блок. Първото издигане, след стария Миоценъ, вероятно по време на щирийската синорогенеза, е издигнало блока съ 360 м.; второто издигане, въ края на Миоцена, по време на атийската синорогенеза — съ 290 м.; третото издигане, въ края на Понтиена, по време на роданската синорогенеза — съ 200 м.; последното голъмо издигане, въ края на Левантиена, по време на влашката синорогенеза — съ около 500 м. Следователно общата сума на издигането отъ последната орогенеза до началото на Кватернера е 1470 м.

д) Кватернерните тераси. — Въпреки четирикратното интензивно заравняване презъ Миоцена и Плиоцена, за което може да се заключава по изброените до тукъ стари денудационни форми, и главно поради изтъкнатото много интензивно издигане на дълитъ Западни Родопи въ края на Плиоцена — съ около 500 метра — тази планина е представляла за ерозионната дейность на рѣжитъ презъ Кватернера много масивен блокъ. Въ него тѣ сж изхабили дълата си енергия за своето задълбаване и пригаждане къмъ новия ерозионенъ базисъ, поради което не сж оставили въ самата планина никаква следа отъ едно етапно действие — почти никакви кватернерни тераси. Тѣ сж повечко само въ непосредствена близость съ Марица и Места — извънъ Западните Родопи.

Въ долината на Марица между Пловдивъ и Пазарджикъ и въ долните течения на нейните родопски притоци могат да се намѣрятъ отъ долу нагоре следните три тераси:

1) Най-низката тераса е на около 3 до 4 м. надъ Марица. Тя е настлана съ фини рѣчни тини, покрити отъ недоразвити алувиални почви. По относителната си височина тази тераса трѣбва да се свърже съ енеолитичната. Много ясниятъ откосъ между тази тераса и съвременното заливно корито на Марица, както и недоразвитите алувиални почви върху терасата, за която е дума, свидетелствуватъ сжщо така за нейната много голъма младость: тя е била заливно корито на Марица до преди около 5,000 години. На много мѣста въ България и днесъ енеолитичната тераса се залива много често. Въ Пловдивско и Пазарджишко това се случва, обаче, много рѣдко, на много мѣста такова заливане дори е изключено. Това се дължи отъ една страна на пространното съвременно заливно корито на Марица, което е въ състояние да побере извънредно много вода и, отъ друга страна, въ нашата областъ енеолитичната тераса е издигната съ около 1 до 1 и половина метъръ по-високо. Последниятъ фактъ става още по-интере-

сень като се съпостави съ обстоятелството, че и дветъ по-стари тераси сж издигнати малко по-високо, отколкото въ нѣ кои съседни земи и отколкото е нормалната височина на тераситъ въ Българскитъ земи.

Енеолитичната тераса заема въ нашата областъ най-голъма площъ. При с. Сараньово тя заема цѣлото пространство отъ заливното корито на Марица до съвременнитъ наносни кжжели на стръмнитъ долове, които се спускатъ отъ склона на Родопитъ къмъ полето. При гр. Пазарджикъ заливното корито на Марица отъ дветъ страни на „Острова“ е широко само стотина метра. На дѣсния брѣгъ енеолитичната тераса започва отъ фабриката за гумени издѣлия, която се намира срещу южния мостъ на Острова и отъ тукъ като непрекъснатото равнище може да се проследи чакъ до Баба-баири. Тукъ въ терасата може много лесно да се различатъ две части: тази, която е служила като заливно корито, и която днесъ е съвсемъ суха, и тази, която е служила като постоянно корито на Марица и нейнитъ притоци и която частъ днесъ е все още заблатена и се използва временно отъ дъждовнитъ води. Съществуването на блата въ тѣзи стари корита се поддържа главно отъ подпочвената вода, която, въ връзка съ близостта на Марица, тукъ навредъ се намира съвсемъ плитко. Между града и най-северозападния хълмъ на Баба-баири (Кючюкъ-чалъ, 412 м.) се вижда едно малко по-високо мѣсто: остатъкъ отъ по-високата тераса, на мѣстото на която се е развила енеолитичната.

Енеолитичната тераса отъ Пазарджишко не може да се проследи въ източна посока въ Пловдивско, тѣй като при с. Триводица мраморитъ на Баба-баири идватъ непосредствено до Марица. Въ Пловдивско сжщата тераса се раздѣля на три части. Най-малко пространство заема тя между Баба-баири отъ западъ и Стара-рѣка отъ изтокъ. Друга частъ отъ нея се намира между Стара-рѣка и Вжча. Третата и най-пространна частъ се намира между Вжча и Асеница. Нейнитъ наслаги достигатъ на повечето мѣста непосредствено до по-старитъ скали, като преходтъ е позаличенъ отъ изобилнитъ делувинални материали. На изтокъ отъ с. Кадиево тази тераса личи много по-слабо, защото наслагитъ ѝ се размиватъ лесно. Това е въ връзка съ обстоятелството, че сж по-слабо споени, поради туй, че не опиратъ непосредствено до варовикови масиви.

2) Една малко по-висока тераса се намира на 6 и половина до 7 м. надъ Марица. И тази тераса е покрита съ доста фини рѣчни наслаги, а е изрѣзана най-често въ по-стари чакъли, които сж въ връзка съ една още по-стара тераса. 6—7 метровата тераса, като се сѣди по нейната относителна височина и обстоятелството, че е врѣзана въ по-стари чакъли, би могла да се опредѣли като фландърска (= ницка) тераса. При образуването на по-новата и по-низка тераса фландърската е

била почти напълно разрушена, поради което въ изучената област се е запазила на много малко мѣста. Много добре може да се види непосредствено на югъ отъ най-източния карстовъ изворъ при с. Триводица, сжщо и между с. Ново село и Широкия върхъ (442 м.), единъ отъ хълмоветъ на Баба-баири. Много добре е запазена сжщата тераса и при първия кантонъ източно отъ гара Пазарджикъ. Тукъ тя се явява като островъ срѣдъ по-младата тераса.

3) Третата тераса отдолу нагоре се вижда най-добре непосредствено на югъ отъ с. Кадиево, при устието на Вжча въ Марица. Тукъ се вижда едно малко хълмче съ плоско гърбице отъ около 50-тина декара, на 18 метра надъ нивото на Марица. Хълмътъ е покритъ съ чакълъ отъ доста едри валуни (5—20 см. диаметръ) отъ микашисти, гнайси, мраморъ, млѣченъ кварцъ и др. Този чакълъ съ мощностъ отъ 1—2 м. лежи върху дебелъ до 5—7 м. пластъ отъ финъ льосоподобенъ пѣськъ, чиято подлога въ нашия случай не личи, но ни е известна отъ други мѣста въ Пловдивското поле на северъ отъ Марица. Тази подлога се състои отъ десетина метра дебели полигенни чакъли, на мѣста доста споени, понеже сж се намирали отъ дълго време въ обсега на подпочвениятѣ води. Основнитѣ чакъли, финитѣ пѣсьци надъ тѣхъ и повършнитѣ чакъли образуватъ единъ цѣлостенъ комплексъ, отложенъ върху голѣмо пространство въ Пазарджишкото и Пловдивското поле като последица отъ потѣвания, които могатъ да се установятъ и въ нашата област.

Като се сжди по морфоложкото ѝ положение и по нѣкои други общи положения терасата на 18 м. има вюрмска възраст.

Описанитѣ вюрмски чакъли трансгредиратъ върху постари кватернерни наслаги. Това може да се види на нѣколко мѣста по протежението между между селата Бѣлащица и Памукъ могила (въ землището на с. Брѣстовица), но особено ясно подъ селата Марково и Фердинандово. При тѣзи две села се виждатъ голѣми наносни кжжели, прерѣзани отъ днешнитѣ долини на Марковска и Фердинандовска рѣка. При Марково този кжжелъ се състои отъ мраморни и серпентинови валуни и отъ ржбести кжсове отъ варовита кора. Всичко това е слѣпено отъ травертиозна варовита кора, между която се виждатъ и прослойки отъ terra rossa. Този наносенъ кжжелъ достига 300 м. южно отъ най-високитѣ кжщи на с. Марково. Въ него Марковска рѣка е врѣзана 60 метра дълбоко. При Фердинандово валунитѣ на този наносенъ кжжелъ, въ връзка съ обстоятелството, че Фердинандовска рѣка е и е била много по-голѣма отъ Маркова рѣка, сж много по-голѣми, но поради отсъствие, отъ друга страна, въ близкитѣ околности, на мрамори, тѣзи голѣми валуни не сж никакъ споени и се разполагатъ като грубъ агломератъ върху основната скала. Тѣзи валуни се състоятъ предимно отъ серпентини,

гнайси, микашисти и риолити, изобщо скали, каквито се срѣщатъ въ днешния водосборенъ басейнъ на Фердинандовска рѣка. И този старъ наносенъ кжжелъ е прерѣзанъ отъ съвременната долина съ цѣли 60 м. Като се има предъ видъ, че тѣзи наносни кжжели сж по-стари отъ вюрмскитѣ чакъли и по-млади отъ наноситѣ върху по-високи кватернерни тераси, може съ доста голѣма сигурностъ да се твърди, че сж тиренски. Най-много говори въ полза на това твърдение обстоятелството, че при с. Марково тѣзи стари кжжели сж споени съ травертинозна варовита скала, примѣсена съ terra rossa, а това сж извѣтрителни продукти, които сж могли да се образуватъ въ България само по време на Тирениена, когато климатътъ е билъ срѣдиземноморски и то до доста по-топълъ и вѣроятно по-сухъ отъ съвременния. Подобни тиренски наносни кжжели се виждатъ освенъ на споменатитѣ мѣста още и при селата Бѣлащица, Брѣстникъ и непосредствено на западъ отъ с. Кукленъ. Тиренска извѣтрителна кора покрива на много мѣста Баба-баири. Тя се вижда особено добре по северния склонъ, кждето Марица при измѣстването си въ южна посока е открила много хубавъ профилъ. Тази травертинозна кора се явява въ случая като делувияленъ продуктъ, който, поради своята устойчивостъ спрямо денудационнитѣ процеси, има голѣмо значение за запазване на склоноветѣ отъ нарѣзване.

Тиренскитѣ наносни кжжели преминаватъ нагоре по долинитѣ въ тиренски тераси, които на изтокъ отъ р. Вѣча се намиратъ високо надъ тѣхното нормално ниво — на около 60 до 70 м. Само по Стара-рѣка тиренскитѣ тераси се явяватъ съ свойствената за тѣхъ височина отъ около 30 до 35 м.

Установяването на присѣтствието на вюрмски и тиренски чакълища и на отношенията между тѣхъ е отъ твърде голѣмо значение за разгадаване морфогенезиса на областта, която ни интересува, както това ще стане ясно по-нататъкъ.

Забележително е, отъ морфогенетична гледна точка, сжщо тѣй и обстоятелството, че въ разглежданата частъ на маричиното порѣчие надъ тиренската тераса се намира само понизката, горно-сицилийска (= милацка) тераса. На югъ отъ селата Марково и Фердинандово и изобщо въ вжтрешността на Родопитѣ тя е издигната доста високо — на повече отъ 80—90 м. Само по течението на Стара-рѣка при с. Бѣга тази тераса е съ своята нормална височина отъ 60 м., покрита съ дребни чакъли.

Влашката синорогенеза, изразена въ разглежданата областъ като издигане на Западнитѣ Родопи, е продължила, както на много други мѣста въ България и презъ стария Сицилиенъ, обаче като потъване на Пазаржишко-пловдивското поле, което обстоятелство е попрѣчило да се образува тукъ старосицилийската тераса.

Ръка Места тече на югъ отъ нашата област, противно на Марица, въ много тѣсна долина — Чечката клисура —, въ която запазването на кватернерни тераси е било много трудно. Само при входа въ клисурата откъмъ Неврокопската котловина се е запазила отъ дветѣ страни на ръката между селата Годешево и Ракищанъ рѣчна тераса на 90 м. надъ ръката. Като се сжди по относителната височина на тази тераса, покрита съ изобилни чакълица, може да се предполага, че е старосицилийска. Тераси съ сжщата височина се намиратъ и въ долината на Осинската рѣка, дѣсенъ притокъ на р. Доспатъ, подъ с. Любча. (Вж. приложение 1, обр. 6). Отъ тѣзи морфоложки отношения се налага да заключимъ, че при Чечката клисура ние не сме още на южния край на западнородопския блокъ. Презъ нея той се продължава въ Драмски Бозъ-дагъ и планинистата област на изтокъ отъ гр. Драма. Тѣ отъ своя страна завършватъ надъ Драмското поле и Кавалския заливъ почти по сжщия начинъ, по който завършва въпросниятъ блокъ на северъ къмъ горнотракийската низина.¹⁾

2. Млади тектонски обусловени форми.

До тукъ бѣха изследвани всички стари ерозионни форми, които не подлежатъ вече на сжщитѣ денудационни процеси, които сж ги образували, защото сж били издигнати при издигането на Западните Родопи като цѣлостенъ блокъ. Сега е редъ да изучимъ формитѣ, които сж се получили отъ дифференциранитѣ, различни по интензитетъ движения на границата между този блокъ и ограднитѣ земнокорни блокове, както и формитѣ, които сж се получили отъ нееднаквото издигане на нѣкои вътрешни части на западнородопския блокъ.

а) Периферни флексури и разсѣдни откоси. — На югъ отъ най-западната частъ на пазарджишкото поле, между селата Малко Бѣльово и Вѣтрень-долъ (Ели-дере), северниятъ склонъ на Родопитѣ представя извънредно стрѣмна стена съ конвексенъ профилъ, нарѣзана на многочислени тригълни и трапезовидни фацети отъ доловетѣ, които се спускатъ въ северна посока къмъ Марица. Това е типиченъ разсѣденъ откосъ, подъ който се намиратъ грамадни наносни кжжели, особено изразителни при селата Семчиново и Сеитово.

На изтокъ отъ с. Вѣтрень-долъ започва подродопската хълмиста област, която се протака между Родопитѣ и Пазарджишко-пловдивкото поле въ източна посока чакъ до с. Кукуленъ. Въ тази хълмиста област, както пролича при разглеж-

¹⁾ Отношенията между Драмското поле и Кавалския заливъ отъ една страна и Драмски Бозъ-дагъ и планинистата земя на изтокъ отъ гр. Драма отъ друга страна сж разгледани отъ мене въ особена работа, поради което нѣма да се спирамъ на тѣхъ (Вж. Д. Ярановъ, Бѣломорска Тракия и Приморска Македония. Год. Соф. Унив., ист. фил. фак., кн. 34, 1938, стр. 39—45).

дането на следитѣ отъ старата левантийска долиненна система, се намиратъ много следи отъ тази левантийска система, на най-различна височина, отъ 410 м. — само 50 м. надъ младосицилийската тераса — до 910 м. Ако свържемъ мислено тѣзи следи получаваме една по-силно или по-слабо наклонена къмъ северъ повърхнина, която е нѣкогашниятъ флексуренъ откосъ, образуванъ въ края на Левантиена, по време на влашката синорогенеза, продължена и презъ стария Сицилиенъ. По две причини тази на мѣста много слабо наклонена и не много стара повърхна флексура не е могла да се запази въ първоначалния си видъ, а е била замѣстена отъ подродопската хълмиста областъ.

1. Тази областъ е изградена отъ най-различни по възраст и петрографски съставъ скали, които сж указвали много различно противодѣйствиe на денудационнитѣ процеси. Тукъ има и метаморфни скали (предимно, мрамори, гнайси и шисти), които сж общо взето устойчиви, мраморитѣ дори много устойчиви спрямо денудацията; има масивни скали, главно гранити, които извѣтрятъ по особенъ начинъ и поради това се отнасятъ мѣчно; има и седиментни скали: оверсиенски пѣсьчници, аркози и глини, конгломерати, които сж съвсемъ неустойчиви и се сипятъ и при най-малко подравяне. Къмъ цѣлото това разнообразие се прибавя и интензивното сле доверсиенско нагѣвѣне и надхлѣзване, което е докарало на малко пространство явяването една до друга и една върху друга на най-различни скали. Всичко това е спомогнало извѣнредно много да бждатъ измоделирани като твърдици всички по-устойчиви скали. Подродопската хълмиста областъ представя сборъ отъ твърдици. Тѣзи отъ тѣхъ, които се намиратъ по на югъ, по близу до Родопитѣ, продължаватъ и сега да се дооформяватъ, било чрезъ прѣжитѣ нападения на ерозията и свързаната съ нея повърхна денудация (върхове Св. Спасъ, 516 м., Исара, 499 м., на северъ отъ гр. Брацигово) или пъкъ само отъ рѣчната ерозия, чрезъ подкопаване на много неустойчивитѣ оверсиенски наслаги, при което се сричатъ все нови и нови части отъ мрамора, надхлѣзнатъ върху тѣзи оверсиенски наслаги; много отъ твърдицитѣ представятъ, отъ тектонска гледна точка, клипи, които постоянно намаляватъ своя обемъ (такъвъ е случаятъ съ всички хълмове около с. Брѣстовица). Тѣзи отъ твърдицитѣ, които се намиратъ по на северъ, въ близость съ р. Марица, сж спрѣли своето развитие, защото сж били удавени въ рѣчни наноси, като последица отъ помлади тектонски движения, които сж втората причина за унищожаване на левантийската повърхна флексура.

2. На мѣстото на разглежданата флексура въ края на Тирениена се е явила нова, по-слабо изразена флексура, която, обаче, преминава на мѣста въ разсѣдъ. Създаденитѣ отъ тази посттиренска флексура-разсѣдъ земеповърхни форми сж до-

принесли за окончателното заличаване следитѣ на постлевантйската флексура, докато постлевантйскиятъ разсѣдъ се е запазилъ, може-би защото е билъ засиленъ отъ посттиренскитѣ движения.

Посттирентската повърхна флексура и посттирентскитѣ разсѣдни откоси могатъ да бждатъ проследени много добре въ съвремения релефъ, който се дължи до голѣма степенъ именно на тѣхъ. Между селата Кукленъ и Брѣстовица флексурата може да се установи чрезъ проследяване на тиренскитѣ наносни кжжели, които тукъ много ясно видимо потъватъ подъ по-новитѣ наслаги на Пловдивското поле. Флексурата е видима и въ релефа, който представя на това мѣсто една слабо денивелирана, видимо издигната на югъ и снишена на северъ хълмиста земя. Отъ с. Брѣстовица посттирентската повърхна флексура се раздѣля на две: единиятъ клонъ отива въ северозападна посока, на северъ отъ Баба-баири, като потъването, което е станало на северъ отъ тѣхъ, е обхванало и самитѣ баири, защото тѣ по своя релефъ и по карстовитѣ явления въ тѣхъ не представятъ нищо друго, освенъ удавенъ карстъ. Другъ клонъ отъ флексурата отъ с. Брѣстовица отива въ югозападна посока, като бързо се превръща въ разсѣденъ откосъ. Така е вече при с. Перушица, още по-ясно при с. Устина, а отъ тукъ този откосъ, като взима западна посока, достига до с. Кричимъ. Отъ това село откосътъ взима северозападна посока, като достига презъ с. Козарско до къмъ с. Бѣга, гдето се губи почти напълно. При потъването на земитѣ на северъ отъ този разсѣденъ откосъ сж се образували дветѣ поленца Кричимско и Испериховско (Айдиневско). Морфогенетично тѣзи две поленца сж едно цѣло, раздѣлено днесъ отъ най-югоизточнитѣ разклонения на Баба-баири. И въ този случй можемъ съ сигурность да предполагаме, че е потънала една хълмиста земя и че хълмоветѣ между дветѣ поленца сж остатъкъ именно отъ тѣзи удавени хълмове. Такива удавени хълмове представятъ и ридоветѣ на северъ отъ селата Перушица и Устина. Следъ кратко прекжсване посттирентскиятъ разсѣденъ откосъ се явява отново и то много импозантенъ между градчетата Брацигово и Пещера. Обстоятелството, че този откосъ е запазенъ (разбира се надлежно фацетиранъ) еднакво добре и въ устойчивитѣ на ерозията риолити и въ много податливитѣ оверсиенски пѣсьчници и глини, както и липсата на наносенъ кжжелъ предъ Стара-рѣка налагатъ заключението, че е станало много скорошно подновяване на разсѣдането. Сжщото ще да се е случило и при с. Кричимъ, а сжщо така и при с. Вѣтренъ-долъ, гдето сж станали, следователно, две подновявания на разсѣдането въ течение на Кватернера. Като оставимъ на страна съвсемъ локалното подновяване на разсѣдането на посоченитѣ три мѣста (забележително е, че тѣ съвпадатъ точно съ изходитѣ на най-

голѣмитѣ притоци на Марица въ нашата областъ отъ Родопитѣ!) налага се да приемемъ, че днесъ посттиренската флексура се мѣсти въ северна посока. Това заключение се налага отъ обстоятелството, че всички тераси, образувани следъ явяването на разглежданата повърхна флексура, сж съ своето нормално положение, или дори съвсемъ малко по-високо. Земетръснитѣ прояви презъ последнитѣ години и особено тѣзи отъ 1928 г. говорятъ въ сжщия смисълъ: установенитѣ при повторната прецизна нивелация промѣни се намиратъ доста на североизтокъ отъ нашата областъ.¹⁾

б) Млади вжтрешнопланински тектонски обусловени котловини. — Издигането на западнородопския блокъ по разгледанитѣ периферни флексури и разсѣди не е било съвсемъ равномѣрно. Въ това ние се убедихме още при разглеждане на старитѣ денудационни форми около Чепинското корито. Тукъ, обаче, диференцираното движение е засѣгнало една доста нарѣзана отъ рѣчната ерозия областъ, поради което явилата се като последица отъ това движение повърхна флексура не личи прѣко въ релефа, освенъ на изтокъ отъ Баташкото поле. Косвената последица отъ флектирането е по-очевидна: заблатена е била р. Мжтница и рѣката, която изтича отъ Баташкото поле, превърната по този начинъ днесъ въ блато-тресавище. По този начинъ не само че е било избѣгнато нарѣзването на тѣзи стари долинни разширения, но дори тѣ сж били направени още по-изразителни, поради което заслужаватъ вече да бждатъ разгледани и отъ морфоложка гледна точка като самостоятелни географски области.

Чепинското корито и свързаното съ него Баташко поле, заето отъ Баташкото блато-тресавище, сж обусловени отъ явяването на едно и сжщо мѣсто на стари ерозионни форми и млада повърхна флексура. При това положение все пакъ може да се говори общо за дветѣ корита заедно съ ограднитѣ хълмове, че представятъ една млада вжтрешнопланинска тектонски обусловена котловина, състояща се отъ две стѣпала, защото и старитѣ ерозионни форми, които участвуватъ въ релефа, сж отъ различна възраст: левантийска и понтийска.

Въ изучената областъ се намира една още по-изразителна вжтрешнопланинска котловина: доспатската. Тая на пръвъ погледъ проста форма съставя въ сжщностъ доста сложенъ морфоложки форменъ комплексъ, съставенъ отъ три самостоятелни формени групи, които ще бждатъ изследвани последователно.

1. Много стрѣмниятъ склонъ, който отдѣля котловината отъ високото Беслетско било на югозападъ отъ нея, е най-

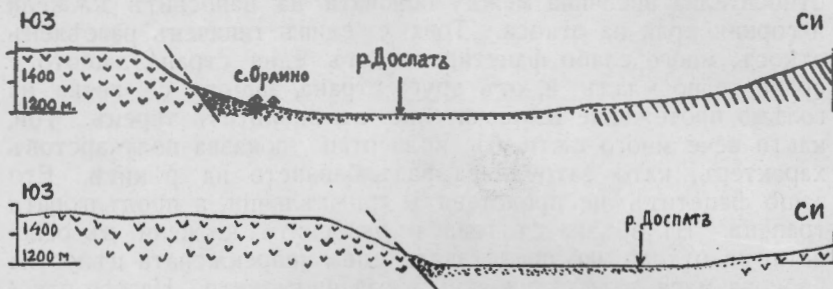
¹⁾ Вж. М. Мирковъ, Прецизни нивелачни измѣрвания въ южнобългарската земетръсна областъ. Изв. Бълг. геогр. д-во, кн 1, 1933 (Сборникъ въ честь на проф. А. Иширковъ), стр. 245—256.

импозантната форма въ цѣлитѣ Западни Родопи. Той е почти праволинеенъ, дългъ около 40 км. и съ наклонъ много често повече отъ 45° , съ общо взето конвексна форма и в 70 м. относителна височина между основата на наноснитѣ кжжели и горния край на откоса. Това е единъ типиченъ разсѣденъ откосъ, много слабо фацетиранъ, отъ една страна, защото е сравнително младъ и, отъ друга страна, защото се явява на голѣмо протежение изключително въ риолитовъ теренъ. Той, както вече много пжти бѣ подчертано, показва полукарстовъ характеръ, като затруднява задълбаването на рѣкитѣ. Ето защо фацетитѣ не представятъ тригълници, а продълговати трапеци. Въ връзка съ това и наноснитѣ кжжели въ основата на откоса не представятъ една непрекъснатата цѣлостна блокова маса, а отдѣлни ясно изразени кжжели. Нагоре отко- сътъ завършва внезапно съ младомиоценскитѣ заравнености на 1550 м. абс. вис., описани на съответното мѣсто.

2. Вертикалниятъ размахъ на разсѣда, който е обусловилъ явяването на въпросния разсѣденъ откосъ, е най-малко 380 м. Отъ тѣхъ само 40 м. се дължатъ на издигането на билото на югозападъ отъ котловината, както това пролича при изследването на младомиоценскитѣ денудационни форми, запазени въ днешния релефъ. Останалитѣ 340 м. се падатъ на потъването по разсѣдъ на единъ продълговатъ земнокоренъ блокъ съ северозападъ-югоизточна посока. И понеже при това потъване съ най-малко 340 м. голѣма частъ отъ този блокъ се е отзовала подъ локалния ерозионенъ базисъ, настъпило е засипване и образуване на обширна дълга и тѣсна алувиална повърхнина. Тя има много малкъ наклонъ — горниятъ ѝ край е на 1260 м., долниятъ край при с. Доспатъ, на 40 км. по права линия, на 1170 м. абс. вис. Тя не е абсолютно равна, защото при нейното насипване р. Доспатъ е меандрирала (както меандрира, впрочемъ, и до днесъ) на всички посоки, поради което сж останали многобройни старици. Повечето отъ тѣхъ представятъ днесъ тресавища. Забелязва се, освенъ това, въ днешно време връзване на рѣката въ северозападната частъ на котловината въ тази повърхнина, отъ начало много слабо, едва забележимо, нагоре по течението, обаче, все повече и повече, като при това се образува много ясно изразена тераса. При с. Орлино нейната относителна височина е 3 м., при с. Сърница — вече 6 м. Отъ тѣзи отношения може да се заключава, че въ много скорошно време е станало подновяване на югоизточната частъ на разсѣда.

3. На североизтокъ алувиалната повърхнина преминава незабелязано въ плоскитѣ, слабо наклонени къмъ котловината ридове, за които видѣхме на съответното мѣсто, че съставятъ наклонена къмъ югозападъ частъ отъ понтийската денудационна повърхнина.

Доспатската котловина има асиметриченъ профилъ, защото представя, отъ тектонска гледна точка, едностраненъ грабенъ. Той е създадъ типична вътрешнопланинска тектон.



Обр. 1. Два профила презъ Доспатската котловина, въ мѣрка 1:50,000. На югозападъ се вижда Беслетското било, отъ риолитъ, заравнено, пресѣчени отъ младомиоценовата денудационна повърхнина. Подъ разсѣда — наносни кжжели. Рѣката тече срѣдъ алувиална повърхнина. — Fig. 1. — Zwei Profile durch das Becken von Dospat im Masstab 1:50,000

ски обусловена котловина въ сърдцето на Западнитѣ Родопи. Тя внася срѣдъ еднообразнитѣ риолитови купи, които я ограждатъ отъ всички страни, много приятно разнообразие. Приятното впечатление се усилва и отъ обстоятелството, че тритѣ формени групи, които образуватъ котловината, сж различно обагрени и то, разбира се, съвсемъ не случайно. Тъмнозеле-



Обр. 2. Доспатската котловина. На преденъ планъ флектираната понтийска повърхнина, на заденъ планъ — разсѣднитѣ откосъ. Вижда се частъ отъ с. Сърница (Шабанли). (Снимка отъ Д-ръ Л. Диневъ). — Fig. 2. Becken von Dospat Im Hintergrunde eine ausgeprägte Bruchstufe.

ниятъ цвѣтъ на иглолистнитѣ гори на разсѣднитѣ откосъ хармонира приятно съ резедавия килимъ отъ ливади, които покриватъ алувиалната повърхнина. Срещу тѣхъ хълмоветѣ отъ североизточна страна контрастиратъ съ своята пѣстрота, създадена отъ нивитѣ, посѣяни въ трѣбища срѣдъ боровата гора. По много стрѣмния, но сжщевременно влаженъ и усоеенъ разсѣденъ откосъ могатъ да вирѣятъ само гори, алувиалната повърхнина е много влажна и ставатъ отлични ливади, а оцедниятъ и изложенъ на припѣкъ флексуренъ североизточенъ склонъ е най-подходящъ за зърнени храни, и мѣстното население е успѣло вече да прочисти гората и я замѣни съ ниви.

Положителни данни за възрастта на тази прелестна и богата котловина, за жалост, нѣмаме. Тя е положително следпонтийска. Като се има предъ видъ добре запазенитѣ разсѣденъ откосъ, може да се предполага, че е кватернерна, образувана въ края на Тирениена, едновременно съ флексурата-разсѣдъ между западнородопския блокъ и Пазарджишко-пловдивското поле. Това е още по-вѣроятно, като се има предъ видъ, че и Чепинската котловина е придобила днешния си видъ следъ флектирането, което е следлевантийско.

3. Съвременната долинна система.

Последователнитѣ издигания на западнородопския блокъ сж обусловили не само стѣпаловидното подреждане на старитѣ денудационни форми и явяването на флексурни и разсѣдни откоси, но и съвременното задѣлбаване на долинитѣ, обусловили сж третата по възраст формена група въ релефа на Западнитѣ Родопи — съвременната долинна система.

Отъ времето на влашката синорогенеза, когато е станало издигането съ около 500 м., подновено въ края на Тирениена, а на нѣкои мѣста и въ най-ново време, долинната система на Западнитѣ Родопи, наследена отъ левантийско време, не е имала възможность да се нормализира, да се прошири и успокои. Ето защо всички западнородопски рѣки текатъ подъ левантийското ниво (подъ 910 м. по северния склонъ и подъ 1000—1090 м. по южния склонъ) съ голѣмъ увесъ въ дълбоки проломи, до единъ antecedентни. Въ тѣхния външенъ обликъ се явяватъ само разлики, които сж обусловени отъ петрографскитѣ различия.

4. Петрографски обусловениятъ микрорелефъ и мезорелефъ.

Петрографски различия сж обусловили не само географското разпространение на старитѣ денудационни форми и запазването, респективно по-бързото разрушаване на тектонски обусловенитѣ откоси, но и за явяването на извънредно контрастенъ микрорелефъ. Той слага въ нѣкои случаи печатъ на цѣлия пейзажъ. Въ следващитѣ страници ще бжде разгледанъ микрорелефътъ, който се явява при различнитѣ най-често срѣщащи се видови скали въ изучената област.

а) **Микрорелефътъ и мезорелефътъ въ гнайсовъ и микашистовъ теренъ.** Въ цѣлата област този теренъ се състои отъ много често редуващи се устойчиви и неустойчиви на извѣтрянето пластове. Когато това редуване се извършва на 1—2 м. се явяватъ стѣпала. Тѣ сж по-плоски, ако наклонътъ на цѣлия пластове комплексъ е много малъкъ, отъ 0° до 10° (както е случаятъ при Илджика, 1416 м., се-

верно отъ с. Батакъ и въ пролома на р. Доспатъ между селата Бръшлянъ и Жижево). Пейзажътъ, обаче, е много по-импозантенъ, когато наклонътъ е по-голѣмъ, а особено когато е между 60° и 90° . Тогава устойчивитѣ пластове се изправятъ като многобройни редуващи се една задъ друга стени. Такъвъ е случаятъ съ склона на североизтокъ отъ с. Сърница.

Гнайситѣ и микашиститѣ действуватъ върху мезорелефа по два различни начина.

1. Когато сж общо взето по-устойчиви, а въ тѣхъ на 50—100—200 м. интеркалира малко по-неустойчивъ пластъ. Тогава се явяватъ голѣми стѣпала, които „гледатъ“, така да се каже, въ посока обратна на падението на пластоветѣ. Тѣзи стѣпала сж особено изразителни когато наклонътъ на терена е въ сжщата посока, както наклона на пластоветѣ, но по-малкъ. Тогава самото стѣпало представя структурна повърхнина, а неговото чело е мѣсто, кждето се трупатъ изобилни делувиални материали. Така се образуватъ малки заравнености или престараване отъ страна на морфолога, могатъ лесно да бждатъ смѣтнати за стари ерозионни форми. Въ близость съ дълбокитѣ съвременни долини, особено когато тѣ текатъ напрѣко на разпространението на пластоветѣ (както е случаятъ по северния склонъ на Западнитѣ Родопи), такива натрупвания на делувиумъ не могатъ да станатъ, и тогава се явяватъ типични пластови стѣпала. Тѣ разнообразяватъ цѣлия северенъ склонъ на Западнитѣ Родопи.



Обр. 3 — Микрорелефъ въ връзка съ аплитова ганга. 2 м. високо ребро. (снимка Д-ръ Л. Диневъ). Fig. 3 Petrographisch bedingte Mikrorelief: eine 2 m hohe Rippe aus Aplit.

2. Когато гнайситѣ и микашиститѣ извѣтрятъ лесно, тѣ даватъ много изобиленъ делувиумъ, съставенъ отъ много нехомогененъ материалъ: покрай микроскопичнитѣ люспици отъ слюда и кжчета отъ фелдшпатъ и кварцъ се виждатъ и голѣми ржбести кжсове отъ разнитѣ ганги, които сж сенамирали въ извѣтрѣлата скала и които преди своето разпадане образуватъ до 1—2 м високи ребра. (Вж. обр. 3) Тѣзи кжсове се състоятъ най-често отъ кварцъ и сж изходниятъ материалъ, отъ който произхождатъ чакълнитѣ покривки отъ млѣченъ кварцъ на старитѣ долинни системи и денудационни повърхнини въ изучената област. Този делувиаленъ материалъ е въ постоянно движение, особено върху оголенитѣ склонове подъ 1300 м. Това сж типични загладени денудационни склонове. Такива изобилствуватъ особено около с. Батакъ. Тукъ тѣ преобладаватъ надъ всички други земеповърхни формени групи.

б) Карстовите форми въ мрамора. — Мраморътъ заема въ изучената област значителна площ, обаче не е далъ много карстови форми, главно защото никжде не е достатъчно чистъ. Такъвъ е случаятъ съ голъмата мраморна маса на Беглика. Тукъ и малката относителна височина надъ локалния ерозионенъ базисъ сжщо е допринесла за явяване на по-малко карстови форми¹⁾. При Баба-баири карстовите форми, които сж сжществували, сж били затлачени съ извѣтрителни продукти, а други сж били напълно затрупани при последното потъване на областта.

Другите метаморфни скали заематъ ограничена площ и не заслужаватъ особено споменаване. Само серпентинътъ при с. Марково привлича вниманието съ гжстата долинна мрежа въ сравнение съ съседния мраморенъ теренъ и съ благоприятните условия, които той създава за явяване на свлачища, придружени съ подхлъзване на голъми мраморни маси.

в) Микрорелефътъ въ гранитенъ теренъ. — Въ нашата област се пада източната частъ на западния западнородопски гранитенъ батолитъ. Тя е до голъма степенъ гнайсувана още при интрузията, поради което микрорелефътъ е подобенъ на този отъ гнайсовъ теренъ. Много по-добре е запазенъ каинчалскиятъ гранитенъ батолитъ. При него могатъ да се наблюдаватъ: 1. Първична шистозностъ, която се дължи на аплитните и биотитовите шлири и на паралелното разположение на ортоклазовите кристали; 2. Първична цепителностъ, която се състои отъ напрѣчна цепителностъ, стръмна цепителностъ и плоска цепителностъ. Тѣ сж, важно е да се отбележи, взаимно перпендикулярни и приблизително успоредни или перпендикулярни на първичната шистозностъ; 3. Вторична цепителностъ, която е успоредна на орографската повърхностъ; тя се срѣща по-рѣдко; 4. Тектонски обусловена цепителностъ, която се състои отъ харниши, въ каинчалския гранитенъ батолитъ съ предимно северюжна посока; 5. Вторична шистозностъ при гранитогнайсовите партии.

Посочената разновидна шистозностъ и цепителностъ на



Обр. 4.—Извѣтряне на гранита по посока на първичната цепителностъ — образуване на четвъртити блокове — при с. Фъргово (Снимка Д-ръ Л. Диневъ). Fig. 4. — Granitverwitterung längs der kluftung: Quaderbildung

¹⁾ Малкото сжществувачи карстови форми ще бждатъ разгледани по-обстойно при другъ случай. Страниците на списанието сж ограничени, пкъ и целта на настоящата студия не е да дава подробности.

правява извѣтрителнитѣ процеси въ гранитовия теренъ и докарва най-после до измоделирването на грамадни четвъртити блокове. (Вж. обр. 4) Тѣ, обаче, не могатъ да останатъ дълго време на повърхността въ първоначалния си видъ, защото десквамационнитѣ процеси, които сж много бързи особено въ нашитѣ планини, скоро заоблятъ роговетѣ и ржбоветѣ имъ и ги превръщатъ въ грамадни кълба. Ето защо въ гранитовъ теренъ



Обр. 5. Микрорелефъ въ оверсиенски аркози. Ниши и груби сипеини конуси въ дола на Умина рѣка, при с. Сотиръ (Снимка Д. Ярановъ). —
Fig. 4. Mikrorelief im Oversienarkosen beim Dorfe Sotir.

най-често се случва да се видятъ заоблени блокове, разположени върху ржбести блокове, подобни на пиедестали. Тѣ сж ржбести, защото сж измоделирани въ по-ново време отъ общата скална маса. Такъвъ е случаятъ на самия връхъ Каинъ-чалъ.

На мѣстата, кждето гранитътъ е билъ засегнатъ по-основно отъ по-младитѣ тектонски процеси, той е билъ милонитизиранъ. На такива мѣста се явяватъ гладки денудационни склонове, бѣли по цвѣтъ, като че ли посипани съ пѣськъ. Такъвъ е случаятъ при с. Чавдаръ.

Въздействието на гранитовия теренъ върху мезорелефа се изразява главно въ обуславяне на постоянни посоки въ долинната система, напримѣръ посоката северъ — югъ, а значението на сжщия теренъ за мезорелефа се състои главно въ това, че гранитътъ, като по-лесно извѣтрящъ отъ почти всички

други скали въ областта, е улеснилъ изученитѣ вече последователни заравнявания на областта.

г) **Микрорелефътъ и мезорелефътъ въ палеогеннитѣ глини, пѣсъчници и конгломерати.** — Тѣ сж създали условия за явяване на многобройни свлачища, ниши (вж. обр. 5) и земни пирамиди. Освенъ това навсѣкжде, гдето се явяватъ тѣзи материали, сж се образували широки долини, въ пълна дисхармония съ останалата рѣчна мрежа. Такъвъ е случаятъ съ р. Хазна-дере и р. Умина, при селата Сотиръ и Изворъ, Пловдивско, както и съ Барутинска рѣка. Последната се е задѣлбала епигенетично въ основната скала и по този начинъ долината ѝ е получила типичниятъ за епигенетичнитѣ долини видъ: горе широка, въ основата тѣсна и дива.



Обр. 6. — Призматично напукване и сферолитно извѣтряне на риолита (въ Томо-фильовото дере) (Снимка Д-ръ Л. Диневъ). — Fig. 6. — Prismatische Klüftung und spherische Verwitterung im Rhyolith.

д) **Микрорелефътъ и мезорелефътъ въ риолитовъ теренъ.** — Риолитовитѣ маси показватъ различни свойства, съобразно съ това, дали представятъ лавни потоци, ствѣрдали на открито, или пѣкъ вулкански игли, неки и дайки. Поточитѣ показватъ видимо почти хоризонтално наслояване, което се пресича отъ отвесни пукнатини, резултатъ отъ контракцията на застиващата магма. Тѣзи две взаимноперпендикулярни посоки създаватъ типично призматично напукване. Четвъртититѣ блокове, които се образуватъ при това напукване, извѣтрятъ по-нататъкъ по сжщия начинъ, както гранитнитѣ рѣбести блокове (вж. обр. 6). Често се срѣща и тънкоплочесто хоризонтално напукване, обусловено отъ сжщитѣ посоки (вж. обр. 7). Останалитѣ споменати риолитови маси се цепятъ на отдѣлни люспи, по-дебели или по-тънки, подобни на люспитѣ на лукувицитѣ.

Извѣтрителнитѣ процеси използватъ тѣзи пукнатини (много по-широки отколкото пукнатинитѣ въ връзка съ гранитовата цепителностъ), разширяватъ ги, и съ това увеличаватъ порозността на общата скална маса. Погълнатата отъ тази много водоемка скална маса вода излиза, при водонепропусклива подлога, въ видѣ на извори, които сж твърде сродни на карстовитѣ. Такива полукарстови извори могатъ да се на-



Обр. 7. Баташки карлъкъ (2082 м.) Тънкоплочесто напукване на риолита (Снимка Д. Ярановъ), — Fig. 7. — Rhyolithverwitterung.

блюдаватъ особено добре надъ лѣтнитѣ колиби Лонгурлий, кждето риолитъ се разполага върху гранитъ. По отношение на падащата валежна вода риолитовата маса се проявява като полукарстъ, въ който гжстотата на рѣчната мрежа е много малка, а повърхната денудация — много слаба. Поради това и разрушаването на риолитовитѣ маси чрезъ подкопаване върви много бавно: вмѣсто полегати денудационни склонове на мѣстото, гдето напада рѣчната ерозия, се явяватъ отвесни стени, образувани отъ призматичното напукване. Видѣхме вече, че на много мѣста старитѣ долини системи и денудационни повърхнини сж ограничени именно съ такива стрѣмни откоси. На сжщата слаба ерозия и повърхна денудация се дължи и явяването на многобройни изолирани купи съ стрѣмни стени навсѣкжде, кждето въ нашата областъ се явяватъ по-голъми риолитови маси. По своята безразборна групировка тѣ приличатъ извънредно много на купитѣ, които образуватъ така наричания „кокпитовъ ландшафтъ“ въ карста на тропическитѣ страни. И въ този случай изпѣква сродството на риолитовия съ карстовия теренъ.

Въ всички изброени случаи формитѣ въ риолитовѣ теренѣ могатъ да се взематъ като петрографски обусловени, но безъ никаква връзка съ първоначалната форма на вулканската надстройка. Това не сж вулкански структурни, нито дори субструктурни форми. Само нежитѣ, които се намиратъ по периферията на голѣмитѣ риолитови маси, сж били измоделирани като остри заоблени купи, въ случаетѣ, когато тѣзи неки сж били вкарани въ неустойчиви палеогенни наслаги. Тѣзи купи могатъ да се взематъ като субструктурни вулкански форми. Такъвъ е случаетѣ съ остритѣ заоблени купи въ мѣстността Сивикъ, на 4—5 км. източно отъ с. Сатовча.

Морфогенетични изводи.

Направениятъ до тукъ анализъ на земеповърхнитѣ форми въ изучената областъ ни позволява:

1. Да установимъ какъвъ е билъ релефътъ въ началото на Миоцена.

2. Да възсъздадемъ развоя на релефа следъ това.

3. Да предвидимъ неговия бждещъ развой.

4. Да сравнимъ релефа на Западнитѣ Родопи съ релефа на останалитѣ български планини и подиримъ мѣстото на изучената планина между останалитѣ наши планини.

1. *Релефътъ на Западнитѣ Родопи въ началото на Миоцена.* — Най-голѣмитѣ височини сж се намирали на северъ, на мѣстото на Пазарджишко-пловдивското поле, а общиятъ наклонъ е билъ къмъ югъ, като отводояването се е извършвало чрезъ р. Места къмъ Бѣло море. Само около Каинъ чалъ общиятъ наклонъ се е нарушавалъ отъ по-голѣми височини, въ връзка съ по-интензивното издигане на каинчалския гранитенъ батолитъ при всѣко орогенно и синорогенно движение. Равнинниятъ характеръ на релефа се е нарушавалъ и отъ тектонски структурни форми, напимѣръ чела на мраморни навлачни плочи, които сж личели като изоклинални гребени, както и отъ вулкански структурни форми, напимѣръ лавни плата, вулкански игли и други, образувани и еднитѣ и другитѣ при последнитѣ за нашата областъ орогенни движения — савскитѣ.

2. *Развой на релефа на Западнитѣ Родопи презъ Миоцена, Плиоцена и Кватернера.* — Презъ стария Миоценъ е била унищожена значителна частъ отъ тектонскитѣ (включително и вулканскитѣ) структурни форти, като на тѣхно мѣсто се образувала старомиоценска денудационна повърхнина, запазена днесъ само на две мѣста — при Карлъка и при Картъла, на 1860 м. абс. вис. Въ края на стария Миоценъ, по време на щирийската синорогенеза, тази денудационна повърхнина е била издигната съ около 360 м. Това издигане е оживило ерозията и причинило нарѣзването на повърхнината и образуването, презъ младия Миоценъ, на младомиоценска денудационна по-

върхнина, запазена, като по-млада, много по-добре, срѣдно на 1490 до 1510 м., главно около Беглика и Турна-чаиръ и на едно мѣсто при Каинъ чалъ. Последвалата следъ това атийска синорогенеза въ края на Миоцена и началото на Плиоцена е имала най-голѣмо значение за съвременния релефъ. Тогава по разсѣди и поврѣхни флексури (които още личатъ въ релефа, защото сж били подмладени презъ Кватернера) е потънало Пазарджишко-пловдивското поле, а сжщевременно останалиятъ блокъ се е издигналъ съ 290 м. Това издигане е било малко по-интензивно въ обсега на каинчалския батолитъ, поради което и тукъ остатъкътъ отъ младомиоценската денудационна поврѣхнина е на 1511 м., макаръ това мѣсто да е било много близу до долния ерозионенъ базисъ. Тѣзи потъвания и издигания именно сж оформили обсега на Западнитѣ Родопи. Атийското издигане е обусловило нарѣзването на младомиоценската денудационна поврѣхнина, твърде ефикасно особена отъ северна страна, поради създаденитѣ чрезъ разсѣдитѣ и поврѣхнитѣ флексури голѣми наклони въ рѣчнитѣ долини.

Презъ Понтиена е започнало за първи пѣтъ заравняване на Западнитѣ Родопи отъ две страни: отъ северъ и отъ югъ, при което сж се образували две съвсемъ независими една отъ друга понтийски заравнености: северна, представляща стара понтийска долинна система на около 1180—1200 м. и южна, сжщинска денудационна понтийска поврѣхнина на около 1220—1300 м. Роданската синорогенеза въ края на Понтиена е издигнала западнородопския блокъ съ още 280 м., при което понтийскитѣ заравнености сж били подложени на разрушаване, а се образувала левантийска долинна система, на 900 м. на северъ въ порѣчието на Марица и на 980—1090 м. на югъ въ порѣчието на р. Места. Съ това е билъ завършенъ окончателно общиятъ стѣпаленъ строежъ на разглежданата частъ отъ Родопитѣ. Въ края на Левантиена и началото на Кватернера по време на влашката синорогенеза и сицилийскитѣ посторогенни движения е настѣпило най-силното издигане на разглеждания земнокоренъ блокъ: съ цѣли 500 м. Ето защо презъ Кватернера, съ малки изключения, не сж могли да се образуватъ въ този блокъ, т. е. въ Западнитѣ Родопи, рѣчни тераси: кватернернитѣ рѣки сж изхабили цѣлата си енергия за своето задѣлбаване и пригаждане къмъ новия ерозионенъ базисъ. Споменатото издигане съ 500 м. е станало въ периферията на Западнитѣ Родопи по подмладенитѣ атийски разсѣди и флексури. Едновременно съ това подмладяване, или малко по-късно (вѣроятно по времето на тиренската синорогенеза) издигналиятъ се блокъ не е могълъ да се запази цѣлъ, разломилъ се е, при което се е образувала Доспатската котловина, а по поврѣхна флексура е потънала Чепинската областъ. Така срѣдъ старитѣ и младитѣ денудационни формени групи сж се появили и тектонски обусловени формени групи.

3. *Бждещиятъ развой на релефа на Западнитъ Родопи.* Предвижданията за бждещия развой на релефа на което и да е мѣсто могат да бждатъ само хипотетични. Все пакъ за Западнитъ Родопи могат да се дадатъ нѣкои положителни указания. За дълго време, дори при пълнъ тектонски покой, не може да се очаква намаляване енергията на релефа въ нашата област. Напротивъ, за най-близко бждеще може да се очаква заличаване на малкото следи отъ лавантйската и понтийската долинни системи и превръщането на младомиоценската денудационна повърхнина въ тераси отъ дветъ страни на горнитъ течения на рѣкитъ, т. е. разширяване на силния релефъ и къмъ срѣдната частъ на Западнитъ Родопи, забележителна съ своя равниненъ характеръ. Присѣтствието на голъми риолитови маси сжщо ще прѣчи за скорошното намаляване на енергията на релефа. Въ това отношение се наблюдава тенденция противоположна на тази, която проявяватъ Рила и Пиринъ, кждето остритъ следледникови форми, наследство отъ края на Плейстоцена, се разрушаватъ много бързо. Но между Западнитъ Родопи отъ една страна и Рила и Пиринъ отъ друга страна сжществуватъ и други основни разлики, които ще изпъкнатъ при следващия сравнителенъ прегледъ.

4. *Западнитъ Родопи и другитъ български планини.* — Отъ направения до тукъ прегледъ е явно, че Западнитъ Родопи представятъ единъ сложенъ форменъ комплексъ, съставенъ отъ следнитъ четири по-важни формени групи: 1. Остатѣци отъ стари денудационни повърхнини по височинитъ; 2. Тектонски откоси по периферията и тукъ-тамъ въ вжтрешността; 3. Дълбоки съвременни ерозионни долини; 4. Субструктурни и вулкански форми и мезорелефъ и микрорелефъ, обусловени отъ присѣтствието на вулкански маси.

Въ Рила и Пиринъ се намиратъ само първитъ три формени групи, последната липсва, въ замѣна на което се намиратъ следледникови форми, каквито не се намиратъ въ Западнитъ Родопи. Тази разлика се дължи на обстоятелството, че издигането на рилския и пиринския блокове е било много по-интензивно, защото е било обусловено отъ два мощни гранитни батолита. Въ Западнитъ Родопи гранитнитъ батолити заематъ много по-малко пространство и сж имали по-малко влияние. Тукъ издигането се явява повече като последица отъ савското нагъване. То се е проявило и въ Рила и Пиринъ, но много по слабо. Въ тѣхъ се наблюдава типична интрузионна консолидация. Тѣ съ пълно право могат да бждатъ свързани въ една група.

Западнитъ Родопи се отличаватъ отъ Стара-планина и Срѣдна-гора (включително Странджа-планина) само по отсъствието въ тѣзи последнитъ на субструктурни вулкански форми и мезорелефъ и микрорелефъ, обусловенъ отъ вулкански маси. Тази разлика се дължи не на нѣкакви основни различия, а на

по-голѣмата близость на Родопитѣ до егейската разломна област. Обратно, присѣтствието на първитѣ три формени групи се дължи въ всичкитѣ тѣзи планини на една и сѣща причина: консолидиране и вродяване на тенденция къмъ издигане, като последица отъ интензивни нагъвания съ надхлѣзване презъ алпийския орогененъ цикълъ. Между Западнитѣ Родопи отъ една страна и Стара-планина и Сръдна-гора (вкл. Странджа) отъ друга страна сѣществуватъ само количествени, не и качествени разлики. По-голѣмата широчини на Родопитѣ (които, въ края на краищата, пакъ представятъ подобно на Стара-планина или пъкъ на Сръдна-гора, единъ голѣмъ антиклинориумъ) се дължи на обстоятелството, че тѣ сѣ явили на мѣстото на южния, динарско-хеленски клонъ на алпийския орогенъ, който е много по-широкъ отъ северния, балканидския клонъ.

И отъ тектонска и отъ морфоложка гледна точка истинскиятъ междиненъ масивъ въ източната частъ на Балкански полуостровъ е Пазарджишко-пловдивското поле. И този масивъ, както всички други масиви въ обсега на алпийския орогенъ (панонски, тиренски и пр.), представя днесъ низина. Симетрично отъ дветѣ ѣ страни сѣ разположени Стара-планина съ Сръдна-гора и Родопитѣ. Ако симетрията не е пълна, то е защото, първо, двата клона на алпийския орогенъ, на мѣстото на които сѣ възникнали, не сѣ били еднакво широки, а следъ това симетрията е била нарушена още по-силно отъ близкото присѣтствие на егейската област, въ връзка съ която сѣ риолитовитѣ сфузии.

Въ заключение трѣбва да подчертая, че подобията и различията между Западнитѣ Родопи, Стара-планина и Сръдна-гора (вкл. Странджа) отъ една страна и Западнитѣ Родопи, Рила и Пиринъ, отъ друга страна, сѣ отъ такова естество, че се налага да приемемъ за съвсемъ отдѣлни следнитѣ три групи планини въ днешнитѣ предѣли на България:

1. Стара-планина и Сръдна гора съ Странджа-планина.
2. Родопитѣ.
3. Рила и Пиринъ.

При това никоя отъ тѣзи три групи не заслужава името „масивъ“.

Въ настоящата студия бѣха засѣгнати много спорни въпроси, едни отъ които получаватъ, струва ми се, своето окончателно разрешение (възраст на старитѣ ерозионни форми въ Западнитѣ Родопи, Рила и Пиринъ; образуване на подродопската хълмиста област, на Чепино и Доспатската котловина), а други предстои да бждатъ доизяснени при бждещи изучвания.

Поради липса на мѣсто бѣ избѣгнато даването на подробни указания. Доста подробности могатъ да бждатъ намѣрени, обаче, въ приложенитѣ две морфоложки карти.

СТАРИ ДЕНУДАЦИОННИ ФОРМИ ВЪ ЗАПАДНИТЪ РОДОПИ

ЮЮЗ

ЮЗ

Вр. М. Сютка (2079 м.)

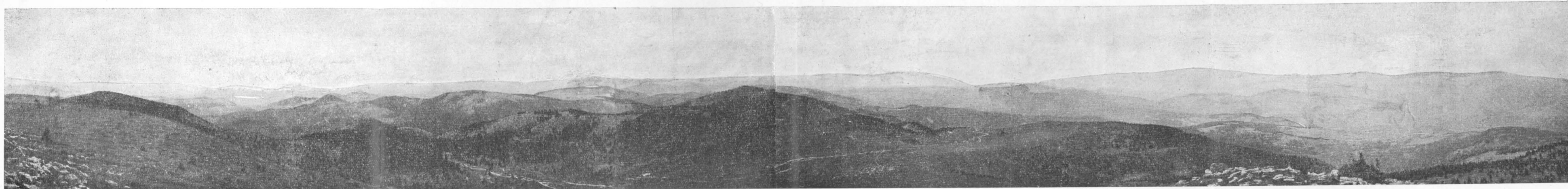
3

Вр. Г. Сютка (2186 м.)

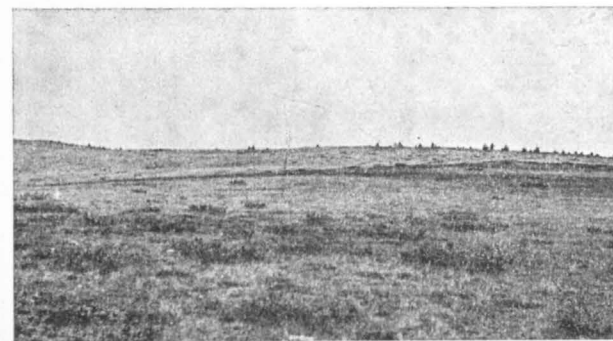
СЗ

с. Батакъ

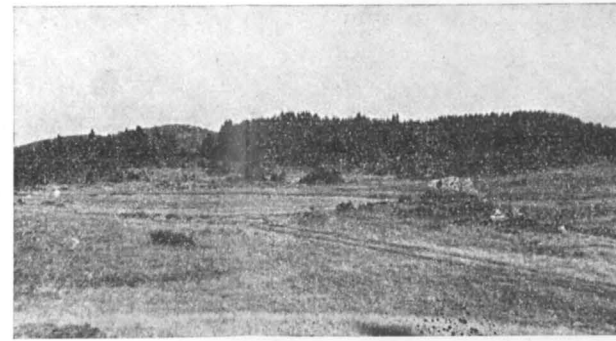
ССЗ



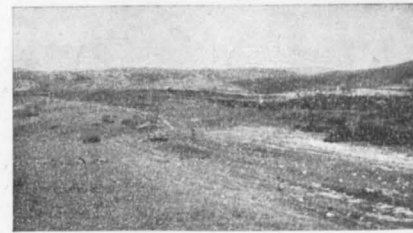
Обр. 1. Погледъ отъ Баташки Карлъкъ (2082 м.) къмъ северъ-северозападъ, западъ и югъ-югозападъ. Къмъ западъ и северозападъ личатъ на заденъ планъ заобленитъ денудационни склонове на Голъма и Малка Сютка, Семеръ-Аланъ, Знака и височинитъ около Баташкото поле и с. Батакъ. Всички тѣзи височини сж отъ гнайси, микосисти и гранитъ. На югозападъ се виждатъ заостренитъ върхове Калъчъ-бурунъ, Влаха, Келъ-тепе и многобройни други уединени върхове и хълмове, все отъ риолитъ. На преденъ планъ се вижда Карлъшката старомiocенска заравненостъ. (Снимка Д. Ярановъ). — Fig. 1. Blick vom Bataški Karlák nach NNW, W und SSW. Nach NW gerundete Abhänge, der aus kristallinen Schiefer bestehende Höhen. Im SW isolierte Rhyolith-Kuppen. Im Vordergrund die altmiozäne mit Schottern bedeckte Karlák-Verebnung.



Обр. 2. Карлъшката старомiocенска заравненостъ на 1860 м., гледана отъ близу. (Снимка Д-ръ Л. Диневъ). Fig. 2. Die altmiozäne Karlák-Verebnung in 1860 m.



Обр. 3. Беглишката младомiocенска заравненостъ на 1510 м., изрѣзана въ риолитъ. Въ срѣдата се вижда уединено риолитно възвишение (около 76 м. високо). Цѣлата заравненостъ е усѣяна съ по-голъми или по-малки такива възвишения въ връзка съ полукарстовия характеръ на риолита. (Снимка Д-ръ Л. Диневъ). Fig. 3. Die jungmiozäne Beglik-Verebnung.



Обр. 4. Понтийската заравненостъ, покрита съ дебели чакълъци, на 1250 м. мѣстността Катранджика, между селата Доспатъ и Любча. (Снимка Д-ръ Л. Диневъ). — Fig. 4. Die pontische Verebnung in 1250 m. zwischen den Dörfern Dospat und Ljubča.



Обр. 5. Баташкото поле (1080 — 1090 м.), гледано отъ югозападъ отъ твърдицата Малкъ Голакъ (1108 м.), отъ амфиболитъ. Виждатъ се многобройни купи сено. По периферията се виждатъ заобленитъ склонове на ограднитъ възвишения. Както се вижда на снимката, тѣ се вдаватъ въ полето, което се явява като типично долино разширение. (Снимка Д-ръ Л. Диневъ). — Fig. 5. Die pontische Batak-Verebnung, mit seinen erosiven Rändern.



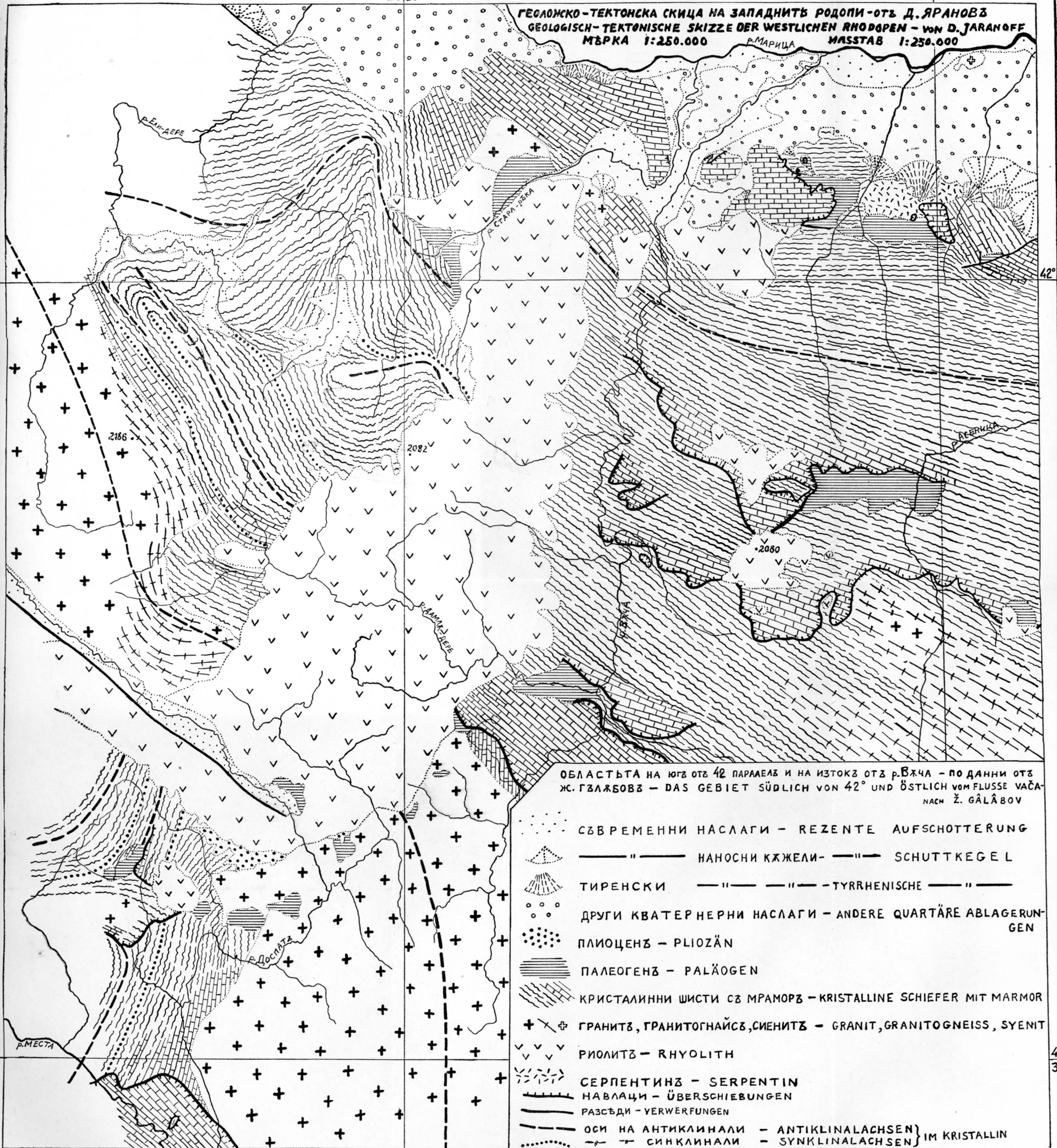
Обр. 6. Тераси на 90 м. въ долината на Усинската рѣка, подъ с. Любча. (Снимка Д-ръ Л. Диневъ). — Fig. 6. Terrassen in 90 m. im Tale des Usinaflusses, ein Zufluss von Dospat.



24° 15'

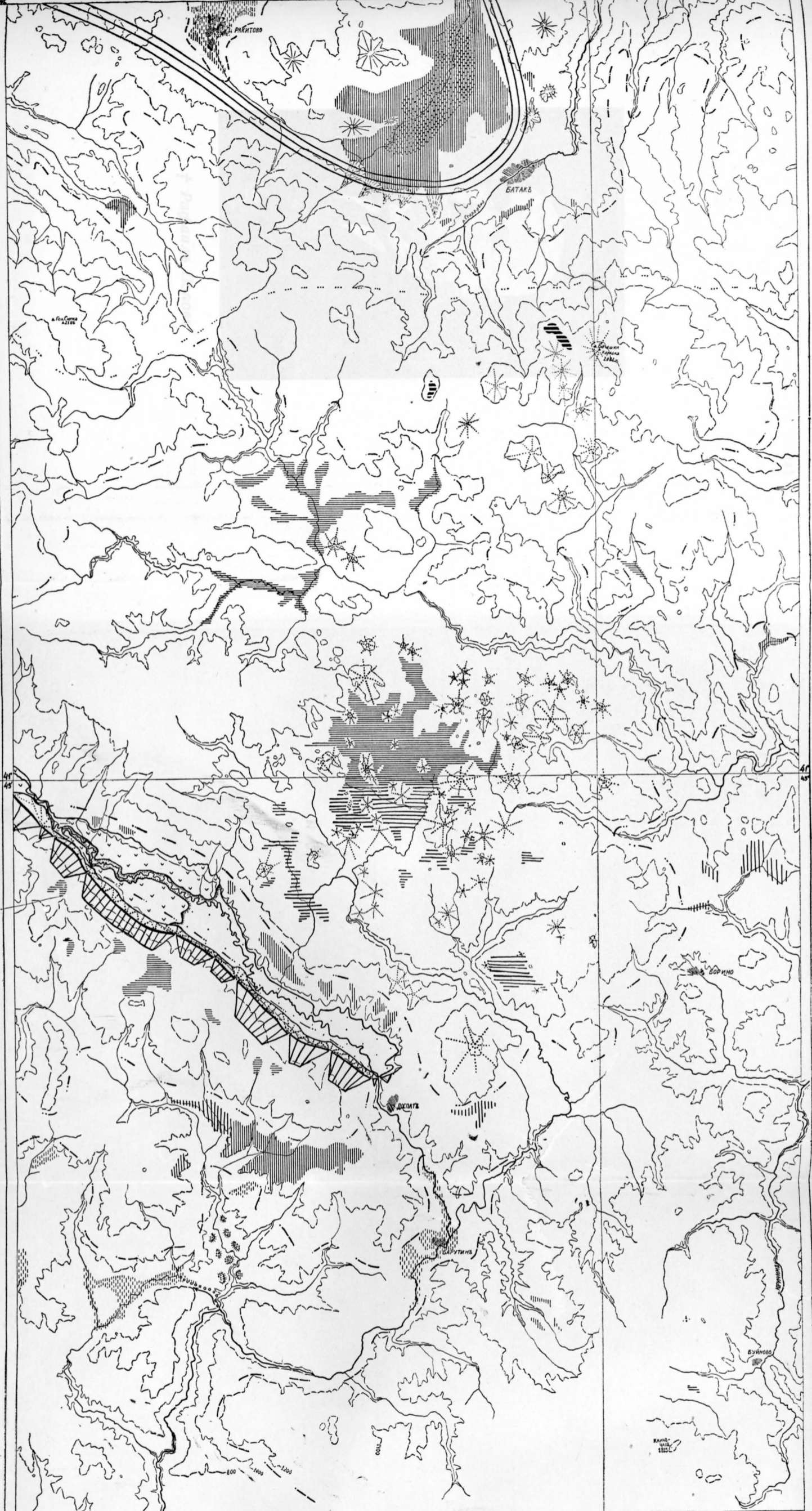
24° 45'

ГЕОЛОЖКО-ТЕКТОНСКА СКИЦА НА ЗАПАДНИТЕ РОДОПИ - ОТЪ Д. ЯРАНОВЪ
 GEOLOGISCH-TEKTONISCHE SKIZZE DER WESTLICHEN RHODOPEN - VON D. JARANOFF
 МЪРКА 1:250.000 МАСШТАБ 1:250.000



ОБЛАСТЪТА НА ЮГЪ ОТЪ 42 ПАРАЛЕЛЪ И НА ИЗТОКЪ ОТЪ Р. ВЪЧА - ПО ДАННИ ОТЪ Ж. ГЪЛЪБОВЪ - DAS GEBIET SÜDLICH VON 42° UND ÖSTLICH VOM FLUSSE VACHA NACH Ž. GÁLÁBOV

- СЪВРЕМЕННИ НАСЛАГИ - REZENTE AUFSCHOTTERUNG
 - НАНОСИ КЪЖЕЛИ - SCHUTTKEGEL
 - ТИРЕНСКИ - TYRRHENISCHE
 - ДРУГИ КВАТЕРНЕРНИ НАСЛАГИ - ANDERE QUARTÄRE ABLAGERUNGEN
 - ПЛИОЦЕНЪ - PLIOZÄN
 - ПАЛЕОГЕНЪ - PALÄOGEN
 - КРИСТАЛИННИ ШИСТИ СЪ МРАМОРЪ - KRISTALLINE SCHIEFER MIT MARMOR
 - ГРАНИТЪ, ГРАНИТОГНАЙСЪ, СИЕНИТЪ - GRANIT, GRANITOGNEISS, SYENIT
 - РИОЛИТЪ - RHYOLITH
 - СЕРПЕНТИНЪ - SERPENTIN
 - НАВЛАЦИ - ÜBERSCHIEBUNGEN
 - РАЗСЪДИ - VERWERFUNGEN
 - ОСИ НА АНТИКЛИНАЛИ - ANTIKLINALACHSEN
 - СИНКЛИНАЛИ - SYNKLINALACHSEN
- IM KRISTALLIN



МОРФОЛОЖКА КАРТА НА ЗАПАДНИТЪ ЗАПАДНИ РОДОПИ

(ВЪ ТУКЪ ОБЯСНИТЕЛНИТЪ ЗНАЦИ НА ПРИЛОЖЕНИЕ 4-ТО)

MORPHOLOGISCHE KARTE DER WESTLICHEN WESTRHODOPEN

(FÜR DIE ERKLÄRUNGSZEICHEN SIEH BEILAGE 4)

M. 1:150.000

BEITRÄGE ZUR MORPHOLOGIE DER WESTLICHEN RHODOPEN.

(Zusammenfassung).

Der Verfasser hat während des Jahres 1940 die nördlichen und westlichen Teile der Westlichen Rhodopen geologisch und morphologisch untersucht. Bei den geologischen Untersuchungen ergab es sich, dass die letzte mit Faltungen und Überschiebungen begleitete Orogenese die savische (Ende Oligozän — Anfang Miozän) gewesen ist. Damit ist ein absoluter terminus post quem für die alten Denudationsformen gegeben. Für die Entwicklung dieser Formen ist die Anwesenheit grosser effusiver Massen, hauptsächlich Rhyolith, von sehr grosser Bedeutung gewesen.

Die Formengruppen in den nördlichen und westlichen Teilen der Westlichen Rhodopen sind die folgenden vier:

1. Reste von alten Abtragungsformen. — a) Altmiozäne Abtragungsoberfläche, in 1860 m abs. Höhe, sehr schlecht aufbewahrt, identisch mit der „Kapatnik-Fläche“ von H. Louis in Pirin und Rila. b) Jungmiozäne Abtragungsoberfläche, in den mittleren Teilen der Westlichen Rhodopen sehr gut aufbewahrt, in 1490—1510 m abs. Höhe, mit grossen Schottermassen zugeeckt. Identisch mit der Rhodopenhochfläche von H. Louis. Die beiden miozänen Flächen der Westlichen Rhodopen sind von den linken Zuflüssen des Mesta (einschliesslich diesen, die nachträglich nach Norden, nach Marica abgelenkt worden sind) ausgearbeitet worden. c) Erst Ende Miozän-Anfang Pliozän brach die Ebene von Plovdiv ein, und die Einebnung begann gleichzeitig von Norden und Süden. Im Norden entstanden breite pontische Talböden in 1180—1300 m abs. Höhe, im Süden — pontische Abtragungsoberfläche in 1220—1300 m. d) Levantische Talböden im Norden in 900 m, im Süden in 960—1090 m. e) Quartäre Terrassen nur in den umgebenden Tiefländer.

2. Tektonisch bedingte Abhänge. — Der Abhang gegen die Ebene von Plovdiv ist teilweise Bruchstufe, die wegen zweimaligen Regenerationen im Quartär bis heutzutage erhalten ist, teilweise stellt er eine ehemalige Flächenflexur dar, die wegen den grossen petrographischen Unterschieden in einem Hügelland aufgelöst worden ist. So ist das aus zahlreiche Härtlinge bestehende Hügelland zwischen der Ebene von Plovdiv und den Westlichen Rhodopen im engeren Sinne des Wortes entstanden. Die Hebung der Westrhodopen-Scholle ist differenziert gewesen. Die Umgebung der Landschaft Čepino ist bei dieser Hebung

zurückgeblieben längs einer Flächenflexur, die teilweise bis heutzutage erhalten ist. Längs einem Bruch, der als markante Bruchstufe bis heute fast unberührt erhalten ist, ist ein Stück der mittleren Teilen der Westlichen Rhodopen eingebrochen, mit jungen Ablagerungen ausgefüllt und in ebenes Dospat-Becken umwandelt.

3. Tief eingeschnittene, „unreife“, junge Talsystem. — Es ist von der sehr starken levantischen Hebung bedingt und kontrastiert stark mit den Hochflächen,

4. Petrographisch bedingte Meso- und Mikrorelief. — Die Rhyolith-Ausgänge Ende Oligozän — Anfang Miozän (gleichzeitig mit der savischen Orogenese) haben sehr weite und breite Lavadecken gegeben, die nachträglich bis heutzutage einer sehr langsamen Abtragung unterliegen, hauptsächlich weil die zahlreichen primären horizontalen und vertikalen Klüften dem Gestein eine sehr grosse Porosität verleihen: es verhält sich als Halbkarst. Die ehemalige ebene Fläche der Lavadecken ist heute in zahlreichen, ohne jeder Ordnung zerstreuten steilen Hügeln (die den Hügeln der Cockpit-Landschaft sehr ähnlich zu sein scheinen und die Halbkarst-Beschaffenheit dieses Gesteins bestätigen) zerschnitten. Substrukturelle vulkanische Formen sind sehr selten erhalten geblieben: einige Necks in der Peripherie der ehemaligen Lavadecken.

Die Anwesenheit der grossen Massen von Rhyolith (die in Zusammenhang mit dem nahen Ägäisgebiet zu setzen sind) hat jedenfalls die Hauptunterschiede der Westlichen Rhodopen gegenüber den anderen hohen Gebirgen Bulgariens bedingt. Denn im allgemeinen stellen auch die Westlichen Rhodopen eine WNW—OSO gerichtete Grossfalte, ebenso wie die Stara-Planina (der Balkan) und die Srēdna-Gora Grossfalte (einschliesslich das Strandža-Gebirge). Es ist wahr, dass die Westrhodopen-Grossfalte viel breitere ist, das ist aber nur ein quantitativer Unterschied, der mit dem unsymmetrischen Ausbau des alpinen Orogens in der Balkanhalbinsel zu erklären ist. Der dinarisch-hellenischer Art dieses Orogens ist in unserem Gebiete viel breiter als der balkanidischer.

Die Unterschiede der Westlichen Rhodopen gegenüber Pirin und Rila (mit denen man sie in einer Gruppe als „Massiv“ zu fassen gewöhnt ist) sind, rein morphologisch betrachtet, viel grössere: in den beiden letzten Gebirgen, wegen stärkere Heraushebung, sind im Quartär glaziale Formen entstanden, die in den Westlichen Rhodopen vollkommen fehlen.

Einzelheiten über die Morphologie der Westlichen Rhodopen sind aus die beigegebenen Karten zu entnehmen.

D. Jaranoff