

ГЕОМОРФОЛОЖКИ НАБЛЮДЕНИЯ В КРИМСКИЯ ПОЛУОСТРОВ

Н. Благоволин, Д. Лилиенберг, К. Мишев

През последните години от географските институти на Академията на науките на СССР и Българската академия на науките бяха започнати многогодишни изследвания върху историята на формиране на релефа на Черноморската падина и прилежащите към нея планински области. Във връзка с необходимостта от изработването на единна методика на изследванията, а така също и обвързването и съпоставянето на получените резултати на съветска и българска територия бяха проведени съвместни научноизследователски работи.

През 1958 г. К. Мишев съвместно със сътрудници от Географския институт на АН СССР — Н. В. Думитрашко, Д. А. Лилиенберг и др. участва в експедиции по Западен Кавказ и кавказкото крайбрежие на Черно море. На свой ред съветските научни работници Д. А. Лилиенберг (през 1961 и 1963 г.) и П. В. Федоров (през 1961) съвместно със сътрудниците от Географския институт при БАН К. Мишев, Вл. Попов и др. участваха в експедиции по българското черноморско крайбрежие.

През юни 1964 г. беше проведена съвместна екскурзия в планинската част на Кримския полуостров. В нея взеха участие К. Мишев (от Географския и-т на БАН), Н. С. Благоволин, Д. А. Лилиенберг (от Географския и-т на АН СССР), а също така и П. В. Федоров (от Геологическия и-т на АН СССР).

През време на това пътуване участниците в екскурзията посетиха редица ключови от геоморфоложко гледище райони в Планински Крим. Запознаха се с главните речни долини и наблюдаваха заравнени повърхнини, морски тераси, свлачищни и карстови явления и цяла редица други геоморфоложки обекти, което позволи да се получи доста пълна представа за основните проблеми на геоморфологията, неотектониката и историята на формирането на релефа в тази изключително своеобразна и интересна планинска причерноморска област. Получените резултати дават възможност също така да се проведат и известни аналогии с особеностите на формирането на релефа в някои части на България.

1. МОРФОСТРУКТУРНИ ОСОБЕНОСТИ НА ЦЕНТРАЛЕН И ЗАПАДЕН КРИМ

Кримските планини заемат южната част на Кримския полуостров. Те представляват асиметрично сводово издигане със стръмни южни склонове, обърнати към Черно море, и полегати — северни. Най-голямата им височина е в централните части (1500 м), а в западно и източно направление те бързо се понижават. В структурно отношение Кримските планини обхващат ядката и северното крило на едноименния мегаантиклинорий, а западните и източните им краища са негови периклинали.

В пределите на Кримските планини могат да се отделят редица морфоструктури от различен порядък. Под такива в съгласие с И. П. Герасимов (1946) се разбират крупни елементи от релефа, които възникват в резултат на исторически развиващи се взаимодействия между ендогенните и екзогенните сили при водещата, активна роля на ендогенния фактор — тектонските движения.

За разглежданата територия морфоструктура от първи порядък може да се счита цялата област на Планински Крим, морфоструктури от втори порядък — основните гряди (вериги) и разделящите ги надлъжни междупланински депресии, а морфоструктури от трети порядък — отделните фрагменти от планинските вериги и депресии.¹ За формирането на морфоструктурите от висш порядък основна роля играят тектонските фактори. В образуването на морфоструктурите от низши категории все по-нарастващо значение придобиват екзогенните фактори.

По отношение възрастта на морфоструктурите в Планински Крим съществуват две гледища. В редица работи на М. В. Муратов (1949, 1960) се доказва тяхната алпийска, неоген-четвъртична възраст. От друга страна, своеобразието на структурите и историята на геологическото развитие на Планински Крим е подбудило някои изследователи да го отнесат за разлика от Кавказ към зоната на мезозойското гънкообразуване (Моисеев, 1935, Мазарович, 1951, Архангелски, 1947, Кузнецов, 1951, Пчелинцев, 1962, и др.).

Изхождайки от тези позиции, основните черти на морфоструктурите в Планински Крим (Кримския мегаантиклинорий) е трябвало следователно да се заложат в твърде ранните етапи на неговото развитие.

Отликата на Планински Крим от съседните Карпати или Кавказ се състои в това, че тук Кимерийската орогенеза е довела до консолидация на земната кора, до обединяване на тектонските структури в мегаантиклинорий и накрая — към полуплатформен тектонски режим, който по-късно вече не е нарушаван. В Кавказ геосинклиналният режим на редица места е продължавал до средата на миоцена (Хайн, Ми-

¹ Руският геоморфоложки термин «гряда», както се употребява в статията, е заменен условно на български с най-близкия му по съдържание «верига». — Бел. авт.

лановски, 1964), а в Карпатите — до втората половина на плиоцена (Бондарчук, 1962).

Редица последни изследвания (Благоволин, 1964) по анализа на фациалните особености и условията на залягане на долнокредните и по-младите отложения позволява да се постави въпросът за дълбоката унаследеност не само на главните черти на морфоструктурите, но и на много детайли от кимерийския мегаантиклинорий. Така например прибрежно-морските утайки на долната креда, ограничаващи сушата от това време, и сега оконтурират главната верига на Крим; всички основни напречни депресии от долнокредно време (Салгирска, Варнутска, Байдарска) са отразени добре в съвременния релеф.

Създадените още през барема основни структури на главната верига образуват в съвременния релеф най-високите планински масиви.

През мезозоя и кайнозоя основните елементи на релефа в Планински Крим са били в значителна степен изменени. Най-голямо преустройство е станало през неогена, когато всички планински съоръжения са били приповдигнати във вид на асиметричен свод; обширните заравнени повърхнини по северния склон (още в мезозоя разломени на редица блокове) са изпитали диференцирани премествания, образували са се външните вериги на Планински Крим и т.н. Продължителното въздействие на денудационните процеси, особено карстовите и ерозионните, са изменили първоначалния външен облик на релефа. При това основните черти на морфоструктурите в Планински Крим като цяло имат твърде стари корени. Ясната унаследеност и високата степен на запазеност на основните елементи на мезозойския релеф позволяват да се счита, че заложеното на морфоструктурите излиза далеч зад пределите на неотектонския етап и има не само алпийска (кайнозойска), но и мезозойска възраст.

Сега в релефа на Кримските планини се открояват следните морфоструктури (фиг. 1):

1. Главната верига е най-старата морфоструктурна единица в Планински Крим. Тя представлява сводово-блоково издигане, възникнало в основни черти още в долнокредно време (валанжа), за което свидетелствуват ограждащите я от север долнокредни (хотривбаремски) плитководни прибежни наслаги. Главната верига се състои от обособени плосковърхови масиви, изградени главно от горноюрски варовици. Тези масиви са разделени от стари напречни ерозионно-тектонски депресии, които представляват морфоструктури от по-нисък порядък. На запад от Байдарската котловина Главната верига значително се понижават; билото ѝ непосредствено се прелива в северния склон, изграден от долнокредни наслаги (Благоволин, 1964). Откъм юг Главната верига е разкъсана от висока, на места отвесна стена, създадена в процеса на абразията и континенталната денудация и предопределена от преминаващия по-южно, в пределите на континенталния склон, дълбочинен разлом (Лебедев, Болюбах, 1963).



Фиг. 1. Структурно-геоморфоложка схема на западната част на Планински Крим
 1 — ерозионно-свдлачищно хълмогорие по южния бряг на Крим — приразломна зона с преобладаващи неоген-четвъртични потъвания; 2 — сводово-блоково плоскогорие на Главната верига — зона на умерени и интензивни неоген-долночетвъртични издигания; 3 — ерозионно-денудационно хълмогорие и котловини в Южното надлъжно понижение — зона на дълбочинно надлъжно разломяване; 4 — блоково-моноклинални ниски планини на Вътрешната верига — зона на умерени и слаби неоген-плейстоценски издигания; 5 — Северна ерозионно-денудационна надлъжна долина — зона на умерени и слаби пдцоцен-четвъртични издигания; 6 — предпланинска моноклинална наклонена равнина на Външната верига — зона на слаби четвъртични издигания; 7 — акумулативната равнина на Алмянската синеклиза — зона на слаби неоген-четвъртични потъвания

2. Южното надлъжно понижение представлява изтеглена в направление от югозапад на североизток депресия, разположена между Главната верига и Вътрешната верига на Планински Крим. Нейната ширина е 10—15 км. Тя има нископланински ерозионно-

денудационен релеф. Депресията е свързана със зоната на дълбочинен разлом, за което пръв съобщава С. В. Альбов (1948) и което беше впоследствие потвърдено от работата на експедицията на Геофизическия и-т при АН УССР (Лебедев, Собакар, Оровецки, Болюбах, 1963; Лебедев и Болюбах, 1963). В онези участъци, където тя се сече от напречни депресии или разломи, понижението силно се разширява, образувайки плоскодънни междупланински котловини, каквито са Салгирската, Коккозката, Байдарската и др.

3. Вътрешната верига се издига над надлъжната депресия със стръмни, дори отвесни склонове. Тя представлява система от типични куести, абсолютната височина на гребените на които достига 500—600 м, бронирани от плътните варовици на датския етаж на горната креда и от нумулитни еоценски варовици. Полегатият склон на куестите постепенно се понижава на север и преходжа в склона на Северната надлъжна долина. Много изразителни куести бяха наблюдавани от нас по долината на р. Кача към с. Бащановка и в района на гр. Бахчисарай. Отвесни високи стени от моноклинално затъващи на север варовици ограждат долината на р. Кача, която образува през куестите живописен пролом. Варовиците в по-ниските хоризонти се сменят с белезникави мергели, което създава условия за голямо разнообразие в пейзажа. Релефът по тези места много напомня на релефа в северната ивица на Средния Предбалкан (напр. пролома на Янтра северно от В. Търново). А живописните дълбоко всечени долини, отчленяващи обширни моноклинални карстови плата в района на гр. Бахчисарай и Чуфуткале, много приличат на провадийските плата с Провадийския пролом и боазите по неговите склонове, особено към селата Венчан и Невша.

4. Северната надлъжна долина е отчетливо изразена в релефа. Частично тя е използвана от надлъжните отрязъци на напречните речни долини (Алма, Белбек). Генетически тази долина е старо ерозионно образувание, връзката на което с тектонските елементи остава неясна.

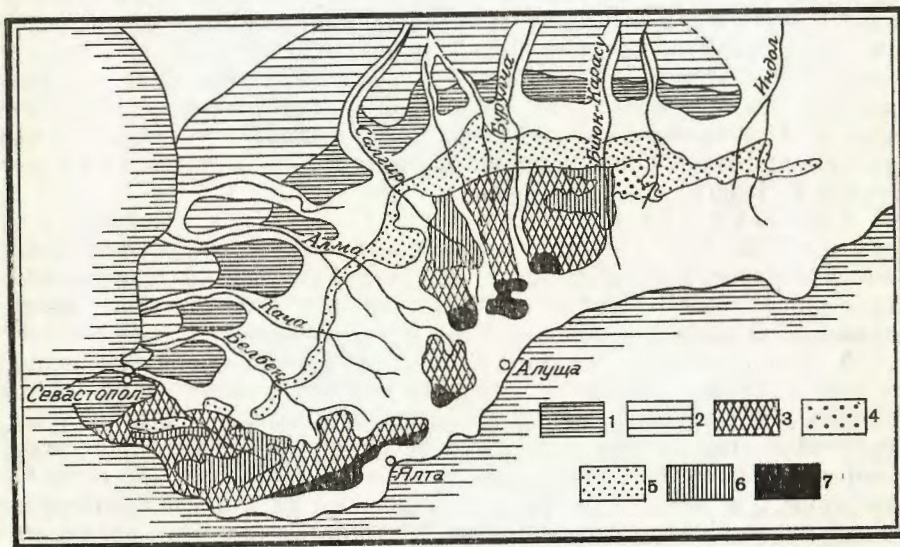
5. Външната верига образува северния борд на описаната по-горе надлъжна долина и се издига над нея с невисоки (40—50 м), но стръмни склонове. Нейната повърхност полегато пада на север, достигайки максимални надморски височини 250—300 м. На север и северозапад Външната верига постепенно се слива с равнината на Степен Крим, а в най-западната част преходжа в карстовите плата от двете страни на Инкерманския залив. Тези плата, изградени предимно от еоценски варовици, особено Хераклийското плато, имат много общи белези по строеж и генезис и особено по външен облик с платата във Варненско.

Изброените пет големи морфоструктури не са едновъзрастни. Така основните черти на Главната верига са заложили още в долнокредно време; Вътрешната и Външната верига — части от единната в струк-

турно отношение Севернокримска моноклинала, са значително по-млади (мио-плиоценски). Образуването на разломите, обуславящи надлъжните депресии, се отнася към края на неогена. При това трябва да се отбележи, че някои морфоструктури от трети порядък се явяват по-стари (големите депресии от типа на Салгирската и Байдарската, унаследени от долнокредно време), отколкото възникналите по-късно по периферията на Главната верига надлъжни елементи — Вътрешната и Външната верига и междупланинските понижения.

II. ЗАРАВНЕНИ ПОВЪРХНИНИ

За Планинския Крим, както и за повечето планински области в България, е характерна ясната етажираност на релефа. По време на нашето пътуване направихме няколко пресичания на Централен и Западен Крим, което ни даде възможност да се запознаем с развитите тук заравнени повърхнини. Въпросът за количеството и възрастта на тези повърхнини в Планински Крим и досега остава дискуссионен. Във всеки случай обаче почти всички изследователи са единодушни по съществуването тук на минимум две различни по височина и възраст заравнени повърхнини (фиг. 2).



Фиг. 2. Схема на възрастта и разпространението на полигенните заравнени повърхнини в Планински и Предпланински Крим

I. Младоплиоценска заравнена повърхнина: 1 — денудационна част; 2 — акумулативна част (пясъци, чакъли); II. Долнокредна (Благоволин, 1964) заравнена повърхнина: 3 — денудационна част; 4—6 — акумулативна част (4 — конгломерати, 5 — пясъчници, 6 — глинни); 7 — остатъчни възвишения от долнокредния релеф

Най-високата и съответно най-старата денудационна повърхност е развита по билото на Главната верига и срязва средно- и горноюрски варовици. Нейната абсолютна височина достига в централните части на планината 900—1100 м, а на запад постепенно се понижава до 300—400 м.

През 1939 г. М. В. Муратов и Н. И. Николаев датираха тази повърхнина за младоплиоценска. По-късно М. В. Муратов (1951, 1960) започна да я разглежда като младомиоценска (сарматска) по възраст и абразионна по произход. Обаче досега не са установени никакви следи от проникването на миоценска трансгресия в областта на Вътрешната верига и Главната верига. Отложения, по-млади от кредните, не са открити даже и в такива стари депресии, каквито са Салгирската и Байдарската, където мощността на долната креда достига около 1000 м. Отложенията на тортона и сармата в прибрежно-плитководен фациес са развити само значително по север, на склона на Външната верига, което дава основание да се набележи бреговата линия на миоценските морета само в тези райони. На базата на тези съпоставяния беше изказано предположение за значително по-старата (мезозойска) възраст на разглежданата повърхнина (Горн, 1947, Личагин, 1957, Благоволин, Муратов, 1964). Според нашите наблюдения заравнената повърхнина по Главната верига несъмнено се явява полигенна (или по-точно полифациална). Нейната денудационна част по данни на Н. С. Благоволин срязва варовиците на титона и на север и запад преходни непосредствено в долнокредните (хотривски) плитководни — крайбрежни наслаги, което му позволява да определи възрастта ѝ за долнокредна. Съвременното хипсометрично положение на тази повърхнина и корелатните ѝ долнокредни наслаги отразяват обща деформация на дълъг период от време: максимално издигане на централните части на Главната верига, относително потъване (изоставане) на западната част и блокови диференцирани движения по разломи в обсега на северния склон.

По-ниската — младоплиоценската заравнена повърхнина, е добре запазена във Външната верига (междуречията Белбек, Кача и Алма). Височината ѝ постепенно се понижава към запад и северозапад в направление на Алминската синеклиза от 300 и повече метри (местността Къзълджар, където имаме възможност да я наблюдаваме) до 150—100 м. Възрастта ѝ се датира доста надеждно. Тази повърхнина срязва моноклинално залягащите пластове на неогена на Външната верига и е покрита от слой чакъли и валуни с различна мощност, донесени от Главната верига. По северните и по северозападните склонове на Външната верига от нас беше наблюдаван непосредственият преход на денудационната част от повърхнината в континенталните наслаги «николаевска свита», които обикновено се датират за младоплиоценски (Муратов, 1960; Бабак, 1961).

Не е безинтересно да се отбележи фактът, че и в обсега на южната и югозападната периферия на Ломската депресия (България) младо-

плиоценската полифацална заравнена повърхнина, която също се понижава от 300 до 150 м на север и североизток, е покрита с пласт от огладени пролувиални чакъли и валуни, донесени от Главната Старопланинска верига. Денудационно-абразионната част на тази повърхнина преходжа също на север в младаплиоценски (левантийски) наследи, погребана обаче тук от четвъртични глинени и лъос (К. Мишев, 1959).

III. ЧЕРНОМОРСКИ ТЕРАСИ В КРИМ И ТЯХНАТА КОРЕЛАЦИЯ С РЕЧНИТЕ ТЕРАСИ

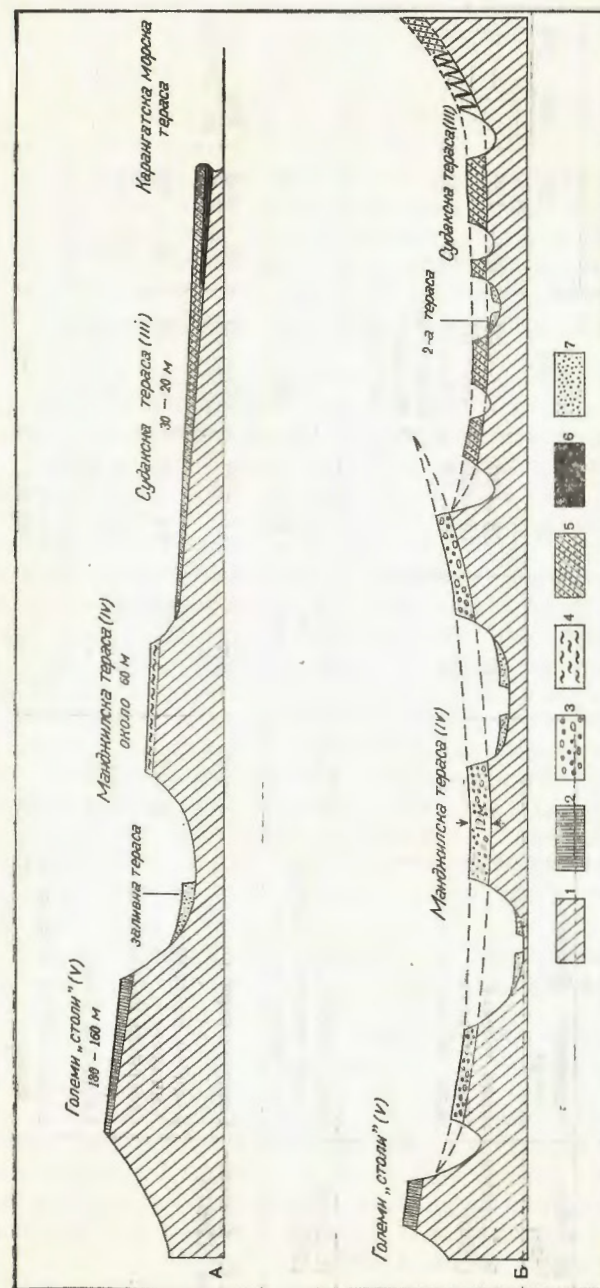
Морски тераси по кримското крайбрежие са се запазили само на ограничени участъци. Най-пълно те са представени на Керченския полуостров. На запад от гр. Судак със сигурност е описана само холоценската (новочерноморската) тераса. Въпреки това запазилите се остатъци от морски тераси позволяват твърде уверено да се датират речните тераси, което има голямо значение при опита да се възстанови историята на развитието на релефа в Планински Крим.

Основа за корелацията служат преди всичко новочерноморската и карангатската тераса.

Новочерноморската тераса е развита по кримското крайбрежие почти повсеместно. Тя беше наблюдавана от нас и е описана детайлно от П. В. Федоров (1963) в района на гр. Судак, селата Рибаче (Туак), Малореченско, Фрунзенско и на редица други места по южното кримско крайбрежие. Височината на тази тераса е 4—5 м над съвременното морско ниво. Най-често на абрадирания ѝ цокъл от основни скали лежат слоеви и неясно слоеви пясъци с чакъли с обща дебелина 1,5—2,0 м. Отгоре те са припокрити с плащ от пролувиални (пясъци и глинени с валуни и ръбати чакъли), дебели около 1 м. В устиевите части на много речни долини и особено в устието на р. Судак ясно се вижда преходът на първата речна тераса в новочерноморската морска тераса.

Карангатската тераса е особено добре представена в Източен Крим в района на гр. Судак. Тук се наблюдава следният типичен за този район разрез (от горе надолу):

1. Ръбати дребни чакъли от местни скали с прослойки от сивожълтеникави глинени пясъци — 2 м.
2. Слоисти и неясно слоеви уплътнени пясъци и глинени с прослойки от ръбати и дребни огладени чакъли — 3—4 м.
3. Слоисти и косослоисти пясъчници с прослойки от дребни огладени чакъли и черупки от *Cardium tuberculatum* L., *Tapes calverti* Newt., *Venus*, *Dona* и др. — 3—4 м.
4. Груби чакълни конгломерати с прослойки и линзи от косослоисти детритусово-черупчести варовици с фауна: *Cardium tuberculatum*



Фиг. 3. Схема за съотношението на речните и морските тераси в района на гр. Судак (Изт. Крим) (по М. В. Муратов, 1960)

А. Профил по протежението на склона, показващ взаимното съотношение на нивото на третата речна тераса и карангатската морска тераса; Б. Напречен профил на Судакската долина: 1 — основни скали; 2 — пясъчни глинени, покриващи петата тераса; 3 — чакъли, речни наслаги на четвъртата тераса; 4 — делувални пясъчни глинени, покриващи третата тераса (манджилска по Н. И. Андрусов, 1912); 5 — делувални и пролувиални пясъчни глинени, покриващи първата тераса; 6 — морски наслаги върху карангатската тераса; 7 — заливна тераса

Свободна таблица за височините на речните тераси в долините по северния склон на кримските планини по разни автори

Автор	Участък от долините	Относителна височина на терасите над речното легло в м ¹					
		I	II	III	IV	V	VI
М. В. Муратов Н. И. Николаев (1939)	горно течение средно течение долно течение	1,5—3,0	10—12	30	—	80—100	—
		1,5—2,0 1—1,5	6—8 —	20—22 (отива под заливната тераса)	?	50—70 8—15	— 160—170
В. И. Бабак (1959)	Въртещата (Втората) града	3—3,5	6—12	18—20	40	100	160—200
М. В. Муратов (1960)	горно течение средно течение долно течение	3—4	10	25—30	50—70	100—120	—
		— —	5—6 3	15—20 6—10	50—60 10—20 (отива под заливната тераса)	— 20—30	— —
В. И. Бабак (1961)	горно течение средно течение (областта на Втората верига)	4—4,5	10—12	—	—	—	—
		3	слива се с I тераса	9—10	20—40	100	—
Н. С. Благоволин (1964) ²	Главната верига Южното надлъжно по- нижие Северната надлъжна до- лина Въртещата верига долно течение (Равнинен Крим)	2—3	6—7	17—20	35—45	85—100	130—150 (р. Ангара)
		3—5	8—10	24—30	50	60—80	?
		4—5 1,5—3	8—10 —	25—30 18—25 слива се със заливната тераса	40—45 30—35	75—100 50—60 (водораздела)	— — ³
		2	—	—	—	—	—

¹ Номерацията на терасите се привежда по схемата на В. И. Бабак (1959).

² Използвани са данни за терасите в долините на реките Черна, Беабек, Кача, Алма, Салгир, Зуя, Бурулча, Биюк арасу (с. Танас).

³ Младоплиоценска заравнена повърхнина.

L., Tapes calverti Newt., Mytilus galloprovincialis Lam., Venus gallina L., Pecten и др. — около 2 м.

Карангатските конгломерати в този район изклиняват на височина около 8—9 м над морското равнище, а слоистите детритусови пясъци — на височина 12—14 м.

В Судакската долина може да се проследи много ясният преход на пясъчливите глини от третата речна тераса във втория хоризонт на карангатската морска тераса. Както отбелязва М. В. Муратов (1960), морските карангатски наслаги се заместват встрани от брега от пясъчливите глини на третата тераса. Връзката на карангатските морски наслаги с пролувиалните от третата речна тераса (судакска) е представена на фиг. 3.

По-стари морски тераси — староевксинска (среден плейстоцен) и чаудинска (долен плейстоцен), са установени само на Керченския полуостров. Тук първата има височина до 9—10 м, а втората (само на нос Чауда) — 22—25 м. Непосредственото обвързване на тези морски тераси с речните е затруднено, но са възможни някои косвени съпоставки. На фиг. 3 е представена схема на «континенталните» (делувиално-пролувиални) тераси в района на Судак, които както по височина, така и по особеност на строежа им добре се обвързват с речните тераси. Още Н. И. Андрусов (1912), а по-късно и М. В. Муратов (1960) и П. В. Федоров (1963) напълно обосновано съпоставят манджилската тераса с морската староевксинска, а Големите «столи» — с чаудинската, П. В. Федоров указва при това, че двучленият строеж на пролувиалните наслаги на манджилската тераса добре се съгласува с аналогичния строеж на староевксинската тераса на кавказкото крайбрежие, където върху староевксинските наслаги с каспийска фауна лежат узунларски наслаги. Значителното прекъсване между образуването на най-високата тераса (Големите «столи») и манджилската тераса, много добре изразени в релефа, съответствува на епохата на регресия, разделяща чаудинската от староевксинската трансгресия на Черно море.

IV. РЕЧНИ ДОЛИНИ И ПРЕУСТРОЙСТВО НА ХИДРОГРАФСКАТА МРЕЖА

В Планински Крим гидрографската мрежа има сложен строеж и е претърпяла коренно преустройство. Освен напречните на морфоструктурите речни долини съществуват, както отбелязахме, и две обширни надлъжни понижения, в които добре са се запазили чакълни покривки и фрагменти от речни тераси, заемащи вододелите на съвременните напречни долини. Въпросът за характера на преустройството на гидрографската мрежа за възрастта и съотношението във времето на нейните надлъжни и напречни елементи във връзка с развитието на морфоструктурите в Планински Крим в много отношения остава още недостатъчно изяснен.

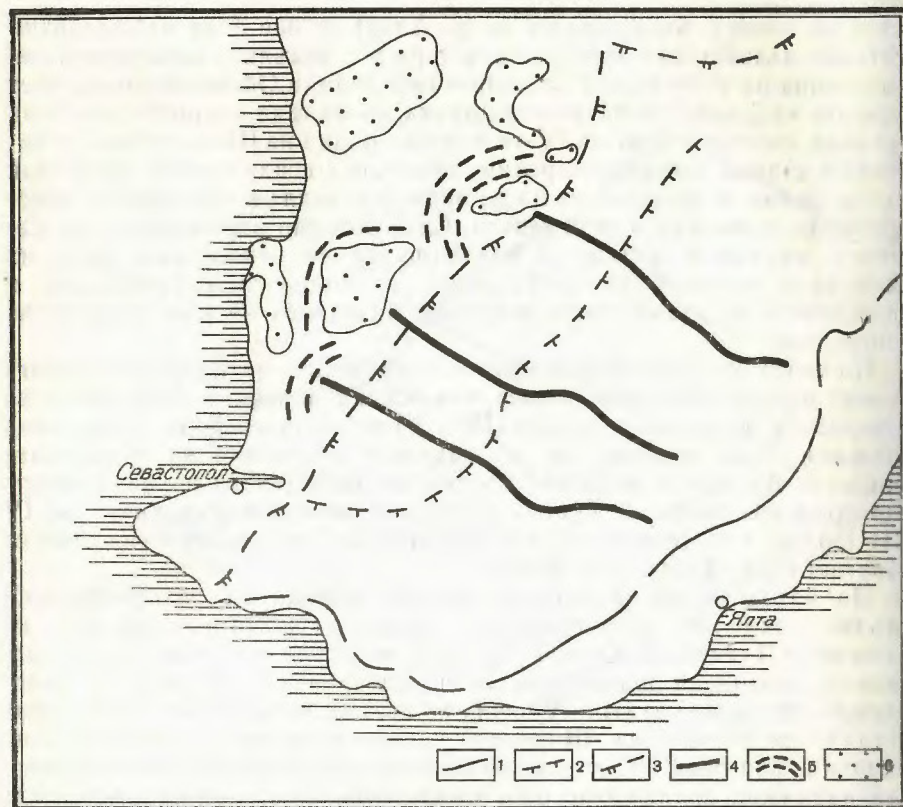
Много важен фактор се явяват образуваната още през долнокредно време серия от големи напречни разломи, разсичащи съвременната Главна верига и нейната потънала сега под нивото на Черно море южна част. По протежение на тези разломи е възникнала система от относително потънали и приповдигнати блокове, при това контрастите в релефа са били подсилени от екзогенните (карстови, ерозионни и склонови) процеси. Всички основни стари тектонски депресии са били унаследени от съвременните речни долини (Байдарска — р. Черна; Коккозка — реките Коккозка и Белбек; Салгирска — реките Ангара, Къзъл Коба и Салгир; Танаска — р. Танас).

Проведените през последните години изследвания показват, че най-старите долини в Планински Крим са били заложени по протежение на напречните тектонски депресии с югоизток-северозападно простиране. Напречната хидрографска мрежа е просъществувала от долнокредно време до края на плиоцена. Много елементи на старите долини били унаследени от съвременните реки. Затова свидетелствуват ширината и разработеността на горните течения на някои от тях (в частност Салгир и Ангара). В днешно време са се запазили само фрагменти от обширната стара речна мрежа — само нейните северни отрязъци. За ерозионен базис (честоменящ се) са служили кредните и третичните басейни, разположени на север от Планинския Крим и постепенно отстъпващи към север.

За да се изясни въпросът за времеобразуването на надлъжните долини, е необходимо накратко да се разгледа системата от четвъртични речни тераси. В речните долини на Планински Крим от различните изследователи (Бабак, 1959; Благоволин, Муратов, 1964) са установени до пет надзаливни тераси (вж. табл.). По отношение на възрастта им няма принципиални различия между изследователите, тъй като в Крим, както отбелязахме по-горе, съществуват благоприятни условия за пряка корелация на речните тераси с фаунистически характеризираните морски тераси.

Формирането на надлъжните долини се отнася към горния плиоцен и началото на плейстоцена (вж. фиг. 4). Проблемата за тяхното възникване са разглеждали С. В. Албов (1948), а също така отчасти Н. К. Горн (1948) и Н. И. Лисенко (1963).

В долините на Салгир, Алма и Белбек в районите, където те пресичат Южното надлъжно понижение, дъното на последното съвпада с нивото на IV и V тераса; основно ниво се явява обаче V-та тераса. Това показва, че Южното надлъжно понижение се е образувало през горния плиоцен, а неговото дооформяне се отнася към началото на плейстоцена. Понижението е било създадено от притоците на старите напречни реки, при участие на широк комплекс от денудационни процеси в «лабилната зона» на дълбочинния разлом. Тук не съществуват никакви данни за наличието на единна надлъжна речна система.



Фиг. 4. Схема на хидрографската мрежа в западната част на Планински Крим в края на плиоцена и началото на плейстоцена

1 — Главна верига; 2 — Вътрешна верига; 3 — съвременно положение на Външната верига (до края на ранния плейстоцен не е съществувала като орографска единица); 4 — направление на основните речни системи; 5 — по-големите наносни конуси на северния склон на съвременната Външна верига; 6 — запазени повърхнини от долночетвъртични чакъли

По-друго е положението със Северната надлъжна долина, образуването на която е обусловило орографското обособяване на Външната верига. От С. В. Албов (1948) бе изказано предположение за тектонски произход на надлъжната долина. Обаче за това липсват преки геологически и геофизически доказателства. Може да се предположи, че тук е съществувала относително стара надлъжна речна система, събираща водите на южните леви притоци, отнасяйки ги на югозапад.

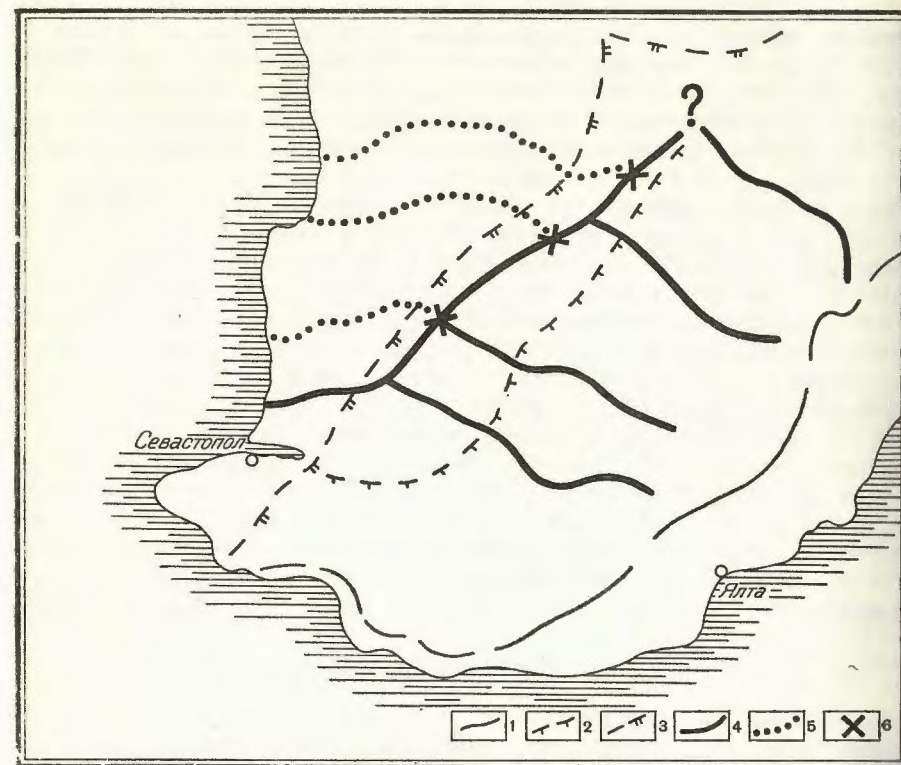
Времето на образуването на Северната надлъжна долина се датира от възрастта на алувиалните наслаги по междуречията на съвременните речни долини в пределите на депресията. В някои участъци (в окол-

ността на язовир Базарджилга на р. Алма) от нас бяха наблюдавани остатъчни възвишения от ерозионни тераси с чакъли, съответстващи по височина на V-та тераса от напречните долини. Обаче основната част от дъното на Северната надлъжна долина, също така покрито с чакълни покривки, съответствува на IV-та тераса, рядко на III-та тераса от напречните долини, при това на редица участъци (междуречието Булганак и Алма, Алма и Кача) може да се види как надлъжната долина непосредствено преходява в тези тераси. Следователно зараждането на Северната надлъжна долина е правилно да се отнесе към края на плиоцена и началото на плейстоцена, а основното ѝ удълбаване и формирането на алувиалната покривка по дъното — към средата на плейстоцена.

На север от Надлъжната долина в пределите на Външната верига основна вътрешнодолинна тераса във всички напречни реки се явява III тераса, а по-високите тераси (IV и V) не се проследяват достатъчно надеждно. Това показва, че последвалите врязвания на напречните реки през Външната верига и съответно разпадането на надлъжната хидрографска мрежа е станало в периода между формирането на IV и III тераса, т. е. между евксино-узулларския и карангатския етап от развитието на Планински Крим.

По вододела на Външната верига широко са разпространени чакълни покривки, петрографският състав на които показва, че те са донесени от Планински Крим. Тъй като тези чакъли покриват младоплиоценската заравнена повърхнина, като същевременно се явяват и вододелни по отношение на III и IV речна тераса, тяхната възраст се определя за долно плейстоценска. Широкото разпространение на тези чакълни покривки, донесени от юг, свидетелства, че през това време Северната надлъжна долина още не е съществувала. На границата между плиоцена и плейстоцена е станало относително бързото възникване на надлъжната долина и орографското обособяване на Външната верига, видимо свързано с интензивното издигане на Планински Крим. Съществуването на единна ерозионна система в Северната надлъжна долина е продължило до средата на плейстоцена. Нейното разпадане е било обусловено главно от регресивната ерозия и обезглавяванията от реките Булганак, Алма и Кача.

Активното придвижване на горното течение на тези реки към югоизток, врязването им в склоновете на Външната верига и нейното прорязване може да се обяснят с причини от тектонски произход. Крайбрежният район от ез. Къзьляр до устието на р. Кача се явява най-силно потъналата част от Алминската падина. Ако се продължат понататък в морето долините на Булганак, Алма, Кача, Белбек, те ще се съберат западно от нос Лукул в «центъра» на потъването. Горните реки, теченията на които били насочени по радиус към центъра на Алминската падина, са обладавали по-големи ерозионни възможности, отколкото речната система в Северната надлъжна долина, която пре-



Фиг. 5. Схема на преустройството на хидрографската мрежа в Планински Крим в началото на плейстоцена

1 — Главна верига; 2 — Вътрешна верига; 3 — Външна верига; 4 — надлъжна хидрографска система, формирана се в края на ранния плейстоцен; 5 — реки по склона на Външната верига; 6 — местата на прехващане, довели до разпадането на хидрографската мрежа

минавала по периферията на тази падина. На това се дължи и обезглавяването, и разчленяването на надлъжната долина (вж. фиг. 5). Прилежащата към нос Лукул част от крайбрежието дълго време е изпитвала интензивна абразия, благодарение на което реките Алма и Кача нямат лимани, а устието на р. Булганак е подрязано от морето и се явява почти «висящо». Само р. Белбек се влива в запълнен с алувий малък лиман. Подрязването на устиевата зона на речните долини от абразията дори при незначителен наклон на надлъжния профил на коритото е равносилно на понижаването на ерозионния базис (И. И. Бабков, 1934).

Проследяването на разположението на речните тераси по протежение на надлъжния им профил позволява да се направят изводи за характера на младите тектонски движения. В редица работи например

се изказва мнение, че Планински Крим през четвъртичния период е претърпял интензивно сводово издигане (Муратов и Николаев, 1939; Бабак, 1959; Муратов, 1960), като за доказателство се привежда нарастването на относителните височини на речните тераси нагоре по течението на реките, както и последователното потъване на по-старите тераси под младите и под заливната тераса в Равнинен Крим.

Нашите наблюдения в различните райони на Планински Крим показват, че горноплейстоценските тераси в речните долини запазват в пределите на Главната верига на Вътрешната и Външната верига приблизително една и съща височина. Следователно издигането на Планински Крим през втората половина на четвъртичния период е загубило значително сводовия си характер. Интересно е да се отбележи, че близки изводи са били направени и за Западния (В. М. Муратов) и Източния Кавказ (Д. А. Лилиенберг, 1962).

На север от Външната верига по нейния полегат склон и в Равнинен Крим речните долини загубват своите очертания и постепенно се сливат с окръжаващата ги равнина (Салгир, Биюк Карасу, Индол и др.). Всички тераси тук се разливат, губят височина и прехождат в заливната тераса. Подобно потъване на терасите не всякога бива обусловено от тектонски движения. Н. И. Макавеев (1955) например въз основа на експериментални данни обяснява това и с чисто екзогенни фактори.

V. СВЛАЧИЩНИ ЯВЛЕНИЯ ПО ЮЖНИЯ БРЯГ

По Южния бряг на Крим са разпространени широко свлачищните явления. В това отношение той твърде напомня българското крайбрежие на Черно море в районите на Балчик, Варна и в някои други места. Свлачища заемат крайбрежието от гр. Алуша на изток до нос Айя на запад. Според изчисленията на М. В. Чуринов и И. М. Ципина (1959) те обхващат около 12% от площта на Южния бряг, като при това са развити в неговата прибрежна най-добре усвоена част. Затова свлачищните процеси причиняват тук големи материални загуби. С изучаването им са заети големи колективи от специалисти с различен профил. Особено място в това отношение заема Кримската станция за изучаване на свлачищата.

За широкото развитие на свлачищата способствуват стъпалният характер, голямото превишение и големият наклон (30%) на релефа. Съдейки по погребаните форми, старият плейстоценски релеф още повече е благоприятствувал тяхното проявление, особено в западната част на крайбрежието.

Главната верига на Планински Крим има двуетажен строеж. Нейният фундамент съставляват глинестите шисти от «тавричиската свита» (триас — долна юра), а горният етаж — синклинално огънатите варовици на средната и горната юра. Многобройните карстови извори по южния склон на Главната планинска верига силно овлажняват

пластовете от глинести шисти, които придобиват подвижни свойства. Възникват дълбоки големи свлачища. В повечето случаи те имат характер на типични свлачища-потоци, бронирани отгоре със срутени блокове от варовик. В редица свлачищни райони се е образувал обърнат (инверсен) релеф. Хълмисто-терасираният свлачищен релеф е най-типично изразен в подножието на Ай-Петринска Яйла и на запад от гр. Симеиз.

Характерът на свлачищните явления и техните мащаби са тясно свързани с неотектониката. М. В. Чуринов и И. М. Ципина (1959) са извършили райониране на свлачищата по южния бряг по големината, дълбочината и активността. Отчетливо се отделят два участъка — западен и източен — между Ялта и Гурзуф. В западния участък са развити стари, дълбоки свлачища, съществуващи видимо от началото на плейстоцена и захващащи целия склон от подножието на Главната верига до морето. В източния участък свлачищата са значително по-млади (горноплейстоценски, холоценски и съвременни), развити само в бреговата ивица, и тяхната основа не отива повече от 3 до 4 м под морското ниво. Младите свлачища обикновено се развиват на базата на по-старите. Това своеобразие и тези различия в свлачищните явления в западната и източната част на крайбрежието са отражение на спецификата на младите и съвременните тектонски движения. Свлачищната зона се характеризира с голям градиент на младите тектонски движения: в плейстоцена Планински Крим е изпитвал издигане, а в същото време крайбрежието е потъвало. За млади потъвания на Южния бряг свидетелствуват погребаните свлачищни маси със староевксински морски наслаги, установени в гр. Симеиз на дълбочина 50—57 м под морското ниво, и карангатските морски наслаги, открити в гр. Алушка на дълбочина 5—12 м и в гр. Мисхор — на 21—23 м под морското ниво. При това градиентът на младите движения на запад е бил значително по-голям, отколкото на изток.

Следва да се отбележи, че съвременните свлачища имат значително по-малки размери, отколкото старите и в цялост се наблюдава отслабване и «затихване» на свлачищните явления. По данни от В. П. Зенкович (1956) на съвременния етап на релефообразуване се очертава също така период на значително отслабване на абразионните процеси.

В условията на продължаващата съвременна трансгресия на Черно море единствената причина за указваните две явления може да бъде намаляване на градиента и скоростта на тектонските движения в следплейстоценско време. Следователно наблюденията на свлачищните процеси по Южния бряг на Крим дават възможност да се направят такива изводи, каквито се правят и от анализа на терасните спектри в реките по северния склон на Планински Крим.

VI. КАРСТОВИ ЯВЛЕНИЯ

Главната планинска верига в Крим е класическа област на гол карст с извънредно богато разнообразие на макро-, мезо- и микро-форми. По примера на тази територия от големия руски изследовател на карста А. А. Крубер (1915) бяха характеризирани главните закономерности в развитието на карстовия ландшафт.

По време на екскурзията ние се запознахме с карстовите форми на интересното плато Чатърдаг, в планината Ай-Петри, по квестите от Вътрешната верига и на други места.

Платото Чатърдаг, изградено от горноюрски варовици, представлява типичен район на развит гол карст със средиземноморски облик. По много неща то напомня засушливите карстови плата на Западните Динариди. По слабо затревеното му варовиково било широко са представени повърхностни карстови форми: многообразни карови полета, въртопи, ували, слепи долини и др. Твърде са характерни многоциклоловите въртопи и ували. Може да се каже, че цялото плато е заето от разнообразни по форма и големина въртопи (повечето големи), концентрацията на които до площ много превишава например въртопите по билото на Врачанска планина.

За карста в Чатърдаг голяма роля, както това е отбелязал още Н. А. Гвоздецкий (1924), играят снежните води. В дълбоките въртопи, кладенци и шахти в течение почти на цялото лято се запазват сняг и лед. По средата на юли ние наблюдавахме снежни преспи в редица карстови шахти. Тяхното топене през най-топлия сезон, когато снежните води обладават максимална агресивност, много способствува за интензивното развитие на подземния карст. Планински Крим е известен с многото си пещери: Хилядоглавата и Студената в Чатърдаг, Червената (Къзъл Коба) на западния склон на Дългоруковска Яйла (дълга повече от два км), Данилча Коба на Ай-Петринска Яйла и др. За кримския карст са присъщи такива черти, каквито има карстът в геосинклиналните области като: а) тясната връзка на карста със структурно-геоморфоложките особености на територията; б) честата смяна на участъци с различна интензивност на окарствяване, а оттам и различни карстови форми; в) големи различия в разпределението на хидродинамичните зони в дълбочина дори в съседни райони; г) сложни хипсометрични съотношения между окарстените участъци и съседните на тях територии, лишени от карстопроявления. За Главната верига Б. Н. Иванов (1961) отделя два типа окарствяване. В зоната на разпространение на най-чистите по състав варовици, отличаващи се с висока разтворимост, интензивността на развитието се проявява независимо от разчленението на релефа. В участъците, изградени от варовиково-мергелни скали, отличаващи се с ниска разтворимост, карстовите форми обикновено са прикрепени към ерозионни долове, т. е. към релефни форми с концентриран повърхностен отток.

Разпределението на карстовите форми много ясно отразява структурния план на горноюрските варовици и системата на пукнатините. Базис за развитие на карста в Главната верига служи покривът от глинестите шисти на триас-долноюрската «таврическа свита». Той представлява неравна повърхност, наклонена на запад и северозапад от височина повече от 1000 м над морското ниво (в района на гр. Алуша) до няколкостотин метра под морското ниво — в Байдарската котловина (Чуринов, 1961). От положението на този водоупор се определя разтоварването на пукнатинно-карстовите води както на склоновете на Главната верига, така и под морското ниво.

Подземните карстови форми в Планински Крим са проучени доста добре, в това число и с геофизични методи и сондиране. Всички карбови кухни обикновено са запълнени с преотложени рохкави продукти от разрушаването на самите варовици. Стелента на окарствяване се изменя с дълбочина, но в цялост тя е най-висока в хоризонта от 0 до 150 (200) и под 400 м от повърхността.

Интензивността на съвременните карстови процеси в дълбочина е изключително голяма. Така по изчисленията на А. А. Крубер (1915) само Аянският карстов извор в северния склон на Чатърдаг изнася ежегодно до 20 хиляди тона разтворен варовик, което съответствува на ежегодното увеличаване на обема на карстовата ивица само в масива Чатърдаг с около 7 хиляди кубически метра. Тъй като освен Аянския на склоновете на Чатърдаг се намират още редица други големи карстови извори, то действителното нарастване на обема на карстовите пещери е значително по-голям.

Главната верига се явява в значителна степен кондензатор и разпределител на валежите в Планински Крим и оттам режимът на карстовите води твърде много се определя от режима на реките по северния и южния склон.

VIII. КРИМСКИЯТ ПОЛИГОН ЗА ИЗУЧАВАНЕТО НА СЪВРЕМЕННИТЕ ДВИЖЕНИЯ НА ЗЕМНАТА КОРА

По време на нашето пътуване се запознахме също така с организацията и методиката на някои научни изследвания в Крим. В течение на няколко години тук действа организираният от Института по физика на Земята и от Географския и-т на АН СССР съвместно с Украинската академия на науките така наречен Кримски полигон по комплексно изучаване на съвременните тектонски движения. По обема на провежданите работи, комплексния подход и широтата на обхванатите въпроси Кримският полигон представлява изключителен научно-методически интерес.

Влизащите в този комплекс геодезически методи позволяват количествено да се оценят бавните съвременни тектонски движения (както

вертикални, така и хоризонтални). По протежение на опорната мрежа, създадена на територията на полигона, ежегодно се провеждат прецизни повторни нивелации и повторни триангулации. Особено внимание се отделя на преценката на влиянието на различните грунтови условия за вертикалното изместване на реперите.

Изучаването на бързите съвременни тектонски движения (земтресенията) се провежда от мрежа постоянни и временни сеизмични станции, обезпечени с най-ново техническо оборудване. По-подробно ние се запознахме с работата на Централната кримска станция (в гр. Симферопол) и Алушенската сеизмостанция.

Значителен интерес представляват и други прилагани тук геофизически методи, в частност изучаване изменението на наклона на земната повърхност с помощта на наклономери, изучаване измененията във времето на ускорението на силата на тежестта, магнитните изменения, измененията на топлинните потоци и др.

На полигона се провежда голям цикъл от геолого-геоморфоложки изследвания. Те включват полустационарни наблюдения за скоростта и характера на съвременните екзогенни процеси, анализ на геоморфоложките критерии за оценка на съвременните и младите тектонски движения, активността на големите разломи и отделните морфоструктури, повторни батиметрични измервания, детайлни тектонски и инженерногеоложки изследвания.

Прилаганата тук комплексна методика и съдружеството на големите научни учреждения позволява най-пълно да се изучат всички аспекти на съвременните тектонски движения.

Опитът от комплексната организация и досегашната работа на Кримския полигон за изучаването на съвременните движения на земната кора е ценен и за България. Предлаганите два варианта за организиране на такъв полигон и у нас от Ж. Гълъбов (1964) — единият в северния склон на Родопите, който да обхване профила през Хвойненската котловина, Севернородопската антиклинала и Тракийската низина до Средна гора, и вторият вариант — южният склон на Еминска планина северозападно от гр. Несебър, който по профил да обхване Еминска и Камчийска планина до варненския пегел на север и Бургаската низина на юг, са добре подбрани и убедително аргументирани. Би било добре обаче първият профил да се продължи и през Задбалканските котловини, Главната Старопланинска верига и Предбалкана до прехода с Дунавската пластова платформа, а също така да се помисли и за трети вариант в обсега на Струмската и Местинската долина. За аргументиране на необходимостта от това продължение има достатъчно геолого-геоморфоложки и сеизмични данни. За успешното провеждане на задачата трябва да се осигури сътрудничеството на редица научни учреждения не само в системата на БАН, но и извън нея, които имат отношение към тази така важна проблема. Получените резултати от Крим и от България ще дадат възможност за сравними съпоставки

и много интересни изводи за характера и проявите на съвременните движения на земната кора в обсега на оградните на Черноморската падина земи.

* * *

В заключение следва да отбележим, че участниците в екскурзията имаха възможност да се запознаят още и с различни природни и исторически забележителности на Крим, с неговата съвременна (гр. Симферопол) и стара (гр. Бахчисарай) столица, с града-герой Севастопол, с курортните градове Ялта, Гурзуф, Масандра, Ливадия, Алуца и др., с развалините на древногръцкия град Херсонес, с пещерния град Чуфуткале, със знаменитата Никитска ботаническа градина, с Големия каньон и с много други интересни места.

ЛИТЕРАТУРА

- А л ь б о в, С. В. — К вопросу о происхождении трех гряд Крымских гор, Докл. АН СССР, т. 62, № 4, 1948.
- А н д р у с о в, Н. И. — Террасы окрестностей Судака, Зап. Киевского об-ва естествоиспытателей, 1912, вып. 2.
- А р х а н г е л ь с к и й, А. Д. — Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1, М.—Л., 1947.
- Б а б а к, В. И. — Очерк неотектоники Крыма, Бюлл. Моск. Об-ва испыт. природы, отд. геол., 34, № 4, 1959.
- Б а б а к, В. И. — Стратиграфия новейших континентальных отложений и основные черты неотектоники Крыма, в кн. «Матер. совещ. по изучению четверт периода», т. 2, Изд-во АН СССР, 1961.
- Б а б о в, И. И. — Материалы по геоморфологии восточной части Горного Крыма, Тр. Геогр.-эконом. научно-исслед. ин-та, вып. 1, Л.—М., 1938.
- Б л а г о в о л и н, Н. С., М у р а т о в, В. М. — Опыт сравнительной характеристики неотектонического развития горных сооружений Крыма и Северо-западного Кавказа (тезиси). Проблема неотектоники, М., 1964.
- Б о н д а р ч у к, В. Г. — Тектоника Карпат. Изд. АН УССР, Киев, 1962.
- Г в о з д е ц к и й, Н. А. — Карст, Географиз, М., 1954.
- Г е р а с и м о в, И. П. — Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР, «Пробл. физ. геогр.», т. 12, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- Г е р а с и м о в, И. П. — Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Г о р н, Н. К. — О геоморфологии Горного Крыма, Вестник Ленингр. гос. ун-та, № 11, 1948.
- Г ъ л ь б о в, Ж. — Международно сътрудничество по проучване на младите и съвременните движения на земната кора, Известия Бълг. геогр. д-во, кн. IV (XIV), 1964.
- З е н к о в и ч, В. П. — Наблюдения за абсолютным темпом абразии берегов Крыма, Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 68, 1956.
- И в а н о в, Б. Н. — О некоторых закономерностях развития карста в Горном Крыму, «Региональное карстование», Изд-во АН СССР, М., 1961.
- К р у б е р, А. А. — Карстовая область Горного Крыма, М., 1915.

- Кузнецов, С. С. — Читая книгу по геологии Крыма. . . , Вестник Ленингр. Гос. Ун-та, № 24, сер. геологии и геогр. вып. 4, 1961.
- Лебедев, Т. С., Б о л л о б а х К. А. — К вопросу о строении земной коры Горного Крыма и впадины Черного моря. Геофизич. сборн. Ин-та геофизики АН УССР, вып. 6 (8), 1963.
- Лебедев, Т. С., С о б а к а р ь, Г. Т. — Тектоника центральной части северного склона Крымских гор и опыт ее изучения, Изд. АН УССР, Киев, 1963.
- Л и л и е н б е р г, Д. А. — Основные черты рельефа и неотектоники Восточного Кавказа, «Географ. сообщ.», М., 1959.
- Лычагин, Г. А. — Геологическое строение и история развития Крымского п-ова, Тр. Ин-та Минер. ресурсов АН УССР, вып. I, Симферополь, 1957.
- Лысенко, Н. И. — О перехватах в Горном Крыму, Изв. ВГО, т. 95, вып. 4, 1963.
- М а з а р о в и ч, А. Н. — Основы региональной геологии материков, ч. I, Изд. МГУ, 1951.
- М а к к а в е е в, Н. И. — Русло реки и эрозия в ее бассейне, Изд. АН СССР, М., 1955.
- М о и с е е в, А. С. — Основные черты строения Горного Крыма, Тр. Ленингр. об-ва естествоиспытателей, т. 64, вып. I, 1935.
- М и ш е в, К. — Геоморфоложки изследования на Дунавската хълмиста равнина между реките Видбол и Огоста, Известия Геогр. инст. при БАН, т. IV, 1959.
- М у р а т о в, М. В. — Тектоника и развитие Альпийской геосинклинальной области Юга Европейской части СССР и сопредельных стран, «Тектоника СССР», т. II, Изд-во АН СССР, М. — Л., 1949.
- М у р а т о в, М. В. — Новейшие тектонические движения в Горном Крыму, Сборн. пам-ти акад. А. Д. Архангельского, Изд-во АН СССР, М., 1951.
- М у р а т о в, М. В. — Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова, Госгеолтехиздат, М., 1960.
- М у р а т о в, М. В., Николаев, Н. И. — Терассы Горного Крыма, Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 17 (2—3), 1939.
- П ч е л и н ц е в, В. Ф. — Образование Крымских гор, Изд-во АН СССР, М.—Л., 1962.
- Ф е д о р о в, П. В. — Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 88), Изд-во АН СССР, М., 1963.
- М и л а н о в с к и й, Е. Е., Х а и н, В. Е. — Геологическое строение Кавказа, Изд-во МГУ, М., 1963.
- Ч у р и н о в, М. В. — О карсте Горного Крыма, «Региональное карстование», Изд-во АН СССР, М., 1961.
- Ч у р и н о в, М. В., Цыпина И. И. — К вопросу о роли новейших тектонических движений в развитии оползневых процессов на Южном берегу Крыма, Тр. Всегингео; Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, сборн. 18, Госгеолтехиздат, М., 1959.

OBSERVATIONS GÉOMORPHOLOGIQUES DANS LA PRESQU'ÎLE DE CRIMÉE

N. Blagovolin, D. Lilienberg et K. Michev

(Résumé)

Pendant le mois de Juin 1964, les auteurs ont fait une excursion en Crimée Montagneuse. Ils y ont visité une série de régions clefs et observé des surfaces d'aplatissement, des terrasses, des terrasses marines et fluviales, des phénomènes de glissements et des phénomènes karstiques ainsi que plusieurs autres objectifs géomorphologiques qui leur ont permis de se faire une idée assez complète sur les problèmes fondamentaux de la géomorphologie et de la néotectonique dans cette région littorale de la mer Noire, et d'une originalité exceptionnelle, tout en faisant aussi quelques comparaisons de ces reliefs avec ceux de la Bulgarie.

La Crimée Montagneuse présente un soulèvement asymétrique voûté à flancs escarpés au Sud et versants déclives au Nord. Il est constitué par cinq morphostructures d'âges différents, dont trois chaînes montagneuses et deux affaissements longitudinaux. Jusqu'à présent on a identifié avec certitude deux surfaces polyfaciales: de Crétacé inférieur à une altitude de 900 à 1000 m, et de Pliocène supérieur située à 150 à 300 m d'altitude. L'âge de la surface plus ancienne est très contesté. Sur le littoral criméen des terrasses marines ne sont conservées qu'en des secteurs limités. Les mieux étudiées et qui donnent le plus d'espoir d'être en corrélation avec les terrasses fluviales sont: la terrasse néopontienne et celle de Karangad. La terrasse néopontienne passe nettement dans la première terrasse surmontant celle d'inondation, alors que celle de Karangad est en corrélation avec la troisième terrasse fluviale au-dessus de celle d'inondation.

Dans la Crimée Montagneuse s'est développé un système d'assez grandes vallées à rivières dont l'évolution a été assez compliquée. Dans des secteurs déterminés, les vallées transversales contemporaines ont épousé d'anciennes dépressions tectoniques.

La vallée longitudinale septentrionale a été déchiquetée par voie régressive, par les rivières Alma, Kača, etc. pendant le Pléistocène moyen. Le long des vallées fluviales, on peut très bien observer les restes de cinq terrasses fluviales emboîtées au-dessus de celle d'inondation. Les terrasses du Pléistocène supérieur dans la région des chaînes montagneuses Principale, Intérieure et Extérieure conservent presque la même hauteur, ce qui témoigne du fait que le soulèvement de la Crimée Montagneuse à cette époque a presque perdu son caractère de voûte. Au cours de l'excursion on a pu observer des phénomènes de glissements le long de la côte méridionale de la Crimée, ainsi que des formes karstiques sur le plateau de Catâr-Dagh, Ayi-Petri, la chaîne montagneuse Interne, etc.

Le polygone de la Crimée présente également un grand intérêt pour l'étude des mouvements contemporains de l'écorce terrestre. Des recherches sur les mouvements lents, horizontaux et verticaux sont faites au moyen d'un complexe de méthodes géodésiques. Un vaste cycle de recherches géologiques et géomorphologiques a été mis à exécution. L'expérience acquise de l'organisation complexe de ces recherches sera utilisée aussi en Bulgarie.