

тинний час, коли їх поверхня зазнавала процесів інтенсивної денудації. Процеси звітрювання туронських відкладів у Польщі приводили до вивіслювання карбонату кальцію з вапнисто-кременистих порід, що зумовлювало відносно збагачення кремнеземом і утворення пористих кременистих порід.

У маастрихтських відкладах району с. Петелич спостерігаємо інше явище. Звітрювання проходило тут в інших умовах, які призводили до розчинення кременистих органічних решток і збільшення за рахунок цього пористості порід. Як показують дослідження в шліфах, відбувались також розчинення і перерозподіл карбонату кальцію, але цей процес не відіграв істотної ролі у формуванні кременистих порід маастрихтського віку вказаного району.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пастернак С. І., Фаціальний розріз крейдових відкладів Волино-Подільської плити, Геол. журн. АН УРСР, т. XVI, в. 4, 1956.
2. Пастернак С. І., Біостратиграфія крейдових відкладів Волино-Подільської плити, Вид-во АН УРСР, 1959.
3. Kamiński M., Sokalski Z., O niektórych skalach kszemionkowych w Polsce, Rocznik polskiego towarzystwa geologicznego, t. XIX, Z. 2, Kraków, 1950.
4. Pożaryski W., Powierzchnia utworów kredowych w trzeciorzędzie, Regionalna Geologia Polski, Kraków, 1956.

Інститут геології і геохімії
горючих копалин АН УРСР

Стаття надійшла
27.11 1962 р.

С. М. Зенгіна

Морфометричний аналіз особливостей розчленування рельєфу масиву Бойко в Криму

Масив Бойко розташований в південно-західній частині Головного пасма Кримських гір, в зоні північних схилів Ай-Петрінської яйли. Поверхня масиву за характером рельєфу дуже відрізняється від вивіслюваної поверхні яйли і в орографічному плані розподіляється на дві нерівні частини: Сютюра-Бойкинську та басейн Великого каньйону Криму.

Найбільші висоти розташовуються смугою по окраїнах масиву Бойко, причому пануючі відмічені на південному сході та півдні. Відповідно простягаються і гіпсометричні ступені рельєфу, які східчасто спускаються, з одного боку, до центрального врізу масиву — ущелини Великого каньйону Криму, з другого — до зовнішніх окраїн району, виходячи на схили до долин рік Коккозка і Бельбек.

Гідрографічний план району складний (рис. 1) і відрізняється густою сіткою яружно-балочних форм, які своєю глибиною і розташуванням значно впливають на формування рельєфу масиву.

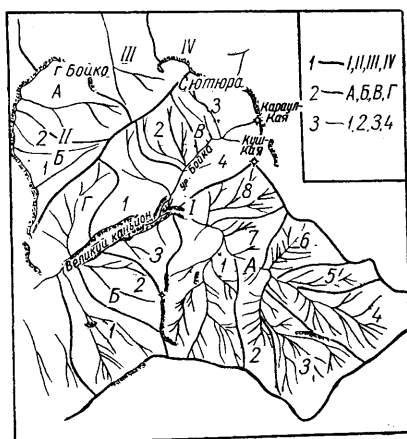


Рис. 1. Схема водозборів масиву Бойко.
1—граничі між головними водозборами;
2—граничі між водозборами другого порядку; 3—граничі між мікрowodозборами.

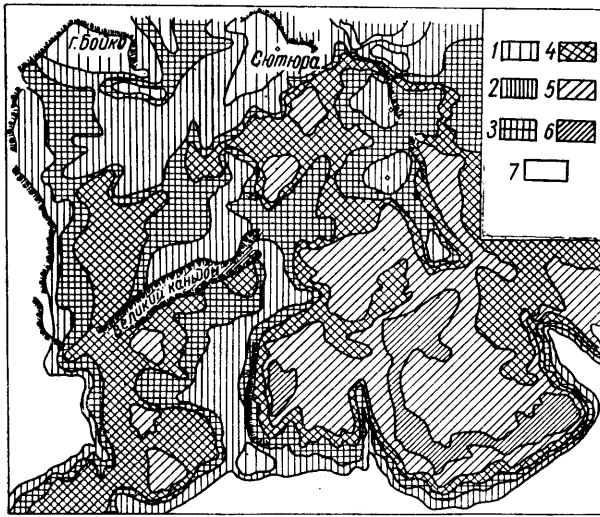


Рис. 2. Схема густоти горизонтального розчленування рельєфу масиву Боїко.

1—менше 0,5 км тальвегів на 1 км² площі, 2—від 0,5 км до 1 км тальвегів на 1 км² площі, 3—від 1,0 км до 2,1 км тальвегів на 1 км² площі, 4—від 2,1 км до 3,0 км тальвегів на 1 км² площі, 5—від 3,1 км до 5,0 км тальвегів на 1 км² площі, 6—від 5,1 км до 7,0 км тальвегів на 1 км² площі, 7—суміжні з масивом території.

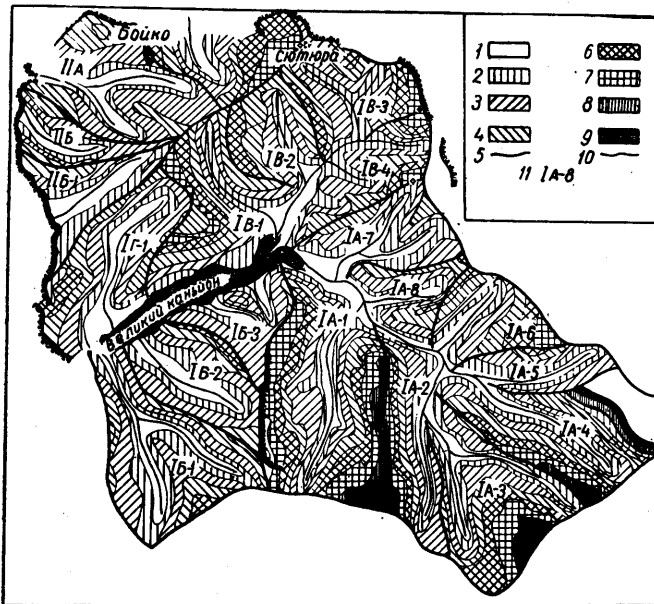


Рис. 3. Схема глибини вертикального розчленування рельєфу водозборів масиву Боїко.

1—від 0 до 25 м; 2—від 25 до 50 м; 3—від 50 до 100 м; 4—від 100 до 150 м; 5—межі водозборів; 6—від 150 до 200 м; 7—від 200 до 250 м; 8—від 250 до 300 м; 9—вище 300 м; 10—лінії тальвегів; II—індекси водозборів.

Густина яружної сітки і глибина місцевих базисів ерозії визначає собою умови горизонтального і вертикального розчленування району.

Карта густоти горизонтального розчленування рельєфу, складена на основі показників протяжності ерозійної сітки на одиницю площі [2], показує, що водозбірних ділянок без ерозійних тальвегів на масиві нема зовсім (рис. 2). Дуже слабе розчленування (менше 0,5 км

на 1 км^2 площі) характерне тільки для прилягаючих з півдня водозборів Ай-Петрінського плато. Слабке горизонтальне розчленування з густотою від $0,5$ до 2 км/км^2 спостерігається на підвищених, відносно вирівняних площадках вздовж бровки біля вершин гір Бойко, Сютюра, Куш-Кай, Караул-Кай. На схилах Головного і місцевих водозборів розчленування досягає показників від 3 до 7 км на 1 км^2 , тобто є середнім і сильним.

Найбільшу густоту яружно-балочної сітки мають верхів'я лівої притоки Великого каньйону, де вона перевищує $8-9 \text{ км}$ на 1 км^2 площі.

Карта глибини вертикального розчленування водозборів (рис. 3) складена за методом С. С. Соболева [1] на підставі топографічної карти, з уточненням під час польових робіт. Найбільшу глибину врізу мають водозбори лівого верхів'я Великого каньйону, де вона перевищує 300 м (I-A — 1, 2, 3, 4). Водозбори бортів каньйону характеризуються величинами врізів порядку $150-200 \text{ м}$, а Сютюра-Бойкинські не перевищують 150 м .

Відповідно до умов горизонтального і вертикального розчленування розподіляються і кути нахилів схилів окремих водозборів. Для району в цілому значення кутів нахилів схилів коливаються від 5° до $50-60^\circ$, відбиваючи в своєму розподілі на місцевості зони горизонтального і вертикального розчленування рельєфу. У верхніх частинах вододілів і на самих вододілах з дуже слабким розчленуванням вони не перевищують $5-10^\circ$.

При умові виходу на поверхню масивних вапняків, що добре карстуються, кути нахилів схилів створюють сприятливі умови для закарстування.

Такими ділянками (рис. 4) є денудаційні площадки вершинних рівнів гір Бойко, Сютюра, Куш-Кай, розташовані вздовж бровки, де встановлені тріщинно-карстові форми і окремі понори. У верхній частині схилу г. Бойко, яка має нахил поверхні не більше 10° , розвинуті тектонічні тріщини на площі порядку 350 м^2 , орієнтовані в напрямку $250-255^\circ$ з глибиною $0,5-1 \text{ м}$ та шириною від $30-40 \text{ см}$ до $2,5-2 \text{ м}$. До них приурочені тріщинно-карстові, слабо модельовані форми поглинання стоку. Характерно, що з цими привершинними ділянками схилів пов'язаний також розвиток каррових полів з помітною перевагою комірчастих каррів.

Карстові форми інтенсивно розвиваються також на вирівняних площадках, розташованих під скульптурними уступами, де, крім описаних вище форм, розвинуті окремі карстові воронки. Це спостерігається тільки на північному схилі Сютюри, де воронки мають розміри від $5-10$ до $25-30 \text{ м}$ з глибиною від 2 до $5-6 \text{ м}$. Днища їх задерновані, форма асиметрична — південний та південно-східний схили круті, північний та північно-західний — пологі.

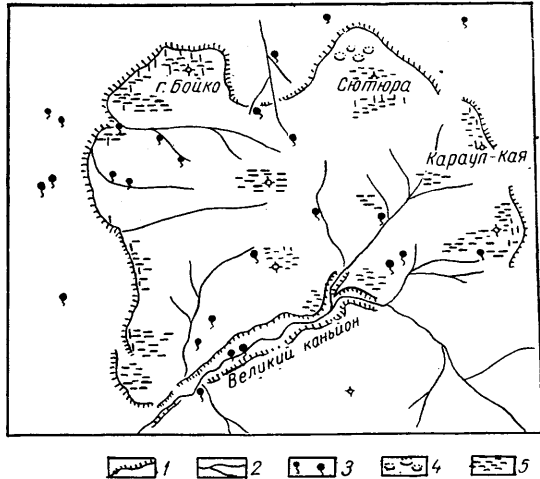


Рис. 4. Схема поверхневих карстопровів масиву Бойко, складена С. М. Зенгіною та М. І. Лисенком.
1—контур бровки масиву; 2—ерозійні врізи і тальвеги; 3—джерела; 4—карстові лійки; 5—тріщинні карстові форми і каррові поля.

При нахилах, які перевищують 10—13, але не більше 15°, з розчленуванням до 3 км/км², зустрічаються тільки окремі карри, лінійні, жолобкові або ж слабозвивисті.

На ділянках рельєфу з нахилами поверхні, які перевищують 15°, при розчленуванні більше 3 км/км² показником можливого розвитку карстового стоку служить тільки тріщинуватість, яка в карбонатних породах масиву розвинута досить активно. На таких ділянках поверхневі карстові форми відсутні зовсім.

Закономірний зв'язок між горизонтальним і вертикальним розчленуванням і нахилами схилів, що перевищують 20—30° та досягають місцями 60°, карстові форми також відсутні.

Закономірний зв'язок між горизонтальним і вертикальним розчленуванням, а також кутами нахилів схилів, з одного боку, і характеристика зовнішнього закарстування, з другого, може бути зведений в таблицю.

Залежність розвитку карстових форм від умов розчленування рельєфу

Показники розчленування			Закарстованість		
Показники горизонтального розчленування, км/км ²	Показники вертикального розчленування, м	Кути нахилу в град.	Інтенсивність закарстування	Форми карстового рельєфу	Морфометрія
1—2 км/км ²	100—150 150—220	5—9	Середня	Воронки, тріщинні понори, форми	Глибина 2 — 5 м, ширина 10—25 м, асиметричні
2—3	50—100 100—150 150—200	9—13	Слабка	Рідко — тріщинні понори, частіше — карри	Ширина 0,2—2 м, глибина 2—4 м,
3—5	100—150 150—200	13—15	Дуже слабка	Карри, тріщинні форми	Жолобовидні, звивисті або прямолінійні
5	50	15	Відсутність поверхневих карстових форм		

Наведені в таблиці зв'язки морфометричних показників розчленування з інтенсивністю і генетичними типами карстових форм можуть розглядатися як типові для північних схилів Головного гірського пасма Кримських гір.

За допомогою аналізу морфометричних даних можна встановити не тільки цю важливу особливість розчленування рельєфу. Якщо на всій площі району простежити нормальне розчленування (тобто збільшення розчленування від вододілів до тальвегів), то можна помітити, що на певних ділянках воно не витримується. В середніх або ж навіть нижніх частинах схилів розташовуються ділянки з слабким розчленуванням. Їх можна об'єднати в зону аномального розчленування рельєфу, витягнуту на масиві в широтному напрямі з південного заходу на північний схід (рис. 5). Друга аномальна зона проходить по південному схилу г. Бойко в аналогічному напрямі.

Очевидно, пояснення цього різкого порушення в закономірному розподілі показників розчленування на схилах орографічних елементів слід шукати в геологічних умовах району. В своєму розрізі масив Бойко складається двома товщами вапняків, що, за даними про кількість нерозчинного залишку в них, належать до порід, які добре і слабо карстуються.

До порід, що добре карстуються, належать масивні вапняки. Вони складена головним чином цокольна частина розрізу району, причому на місцях їх виходів на денну поверхню, як правило, відмічається слабе розчленування. До порід, які слабо карстуються, відносяться мергелісті верстуваті вапняки, розвинуті переважно в південно-східній частині району. В зоні їх поширення розчленування досягає максимальних показників (5—9 та більше км/км² площі).

Ця нерівномірність розчленування зумовлена текстурними особливостями масивних вапняків, що важко піддаються ерозійному розмиву. У верстуватих вапняках розмив здійснюється скоріше, чому сприяє закладення лінійних ерозійних врізів вздовж голів пластів з використанням контактів пачок з різною протиденудаційною стійкістю.

Характерно, що навіть при значному збільшенні кутів нахилу схилів, від 10—15° на південному схилі г. Бойко до 20° та 30°, в зоні масивних вапняків розчленування не зростає. Те ж можна сказати і про зону Великого каньйону, де лівий борт, складений верстуватими вапняками, що майже впритул підходять до обриву каньйону, має розчленування до 5 км/км² площі, в той час, як правий борт, складений в смуги нижнього схилу біля самого обриву масивними вапняками, має горизонтальне розчленування, яке не перевищує 1,5—2 км/км² площі.

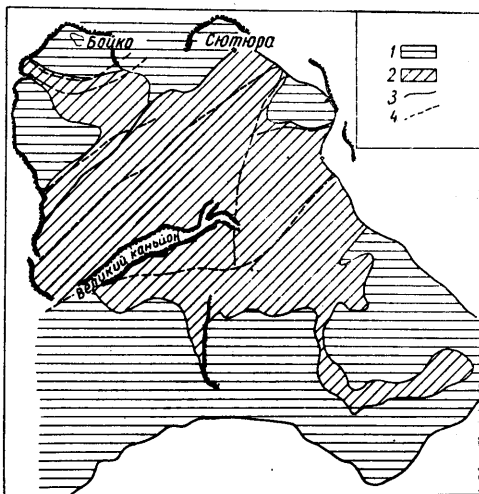


Рис. 5. Схема зональності горизонтального розчленування рельєфу масиву Бойко. Зони розчленування з 1—нормальним розчленуванням рельєфу, 2—аномальним розчленуванням рельєфу; 3—лінія Головного вододілу району; 4—лінія розривних порушень.

Отже, морфометричний аналіз розчленування рельєфу встановлює закономірний зв'язок умов горизонтального і вертикального розчленування рельєфу з літолого-текстурними особливостями району. І, нарешті, досвід порівняння структурних умов місцевості з планом розчленування річкової сітки дозволяє розглядати одержані дані ще і в цьому плані.

Якщо схему зональності горизонтального розчленування рельєфу порівняти з геологоструктурною схемою району, то виявляється така особливість.

Масивні вапняки, що виходять на денну поверхню вздовж скидових порушень, різко знижують нормальне розчленування, яке зростає від вододілів до тальвегів. Простягання ділянок аномального розчленування рельєфу збігається повністю з простяганням виведених скидами на поверхню цокольних масивних вапняків. Об'єднані в зону аномального розчленування рельєфу, ці ділянки підтверджують наявність тектонічних порушень в досліджуваному районі (правий борт Великого каньйону і його верхів'я).

Отже, в умовах гірського рельєфу морфометричний аналіз дозволяє підтвердити виявлені раніше зони розвитку тектонічних порушень або, що найбільш важливо, намітити можливе простягання їх в досліджуваному районі до початку польових робіт.

1. Соболев С. С., Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.
2. Спиридонов А. А., Геоморфологическое картографирование, М., 1952.
3. Федорович Б. А., Геологический очерк долины реки Коккоз в Крыму, Тр. Крымск. научно-исслед. ин-та, т. 3, в. 1, 1930.

Інститут
мінеральних ресурсів

Стаття надійшла
4.V 1962 р.

О. Л. Литвин

Рентгенівська характеристика калішпату з гранулітів Гірського Тікича

В нижній течії р. Гірський Тікич, трохи нижче с. Криві Коліна, в невеликих кар'єрах і берегових схилах відслонюються гранат-біотитові гнейси. Вони розсланцьовані у напрямку $300\text{--}310^\circ$ з падінням на південний захід під кутом 75° . Структура гнейсів від грубо- до середньозернистої, текстура смугаста. Мінеральний склад гнейсів: кварц, плагіоклаз (№ 28—30), калішпат, біотит, гранат, іноді силіманіт. Гранат, який належить до піральспітового ряду з 71% альмандинового компоненту, утворює в гнейсах або рівномірно розсіяну вкрапленість невеликих зерен (у середньозернистих відмінах), або групується у вигляді досить великих зерен в лейкократових прожилках, в яких відсутній біотит. Прожилки витягнуті відповідно до сланцьоватості гнейсів; потужність їх, як правило, невелика (1—2 см), але в деяких випадках вона збільшується до 50—60 см і тоді прожилки набувають вигляду жил, які за неухважністю можуть бути прийняті за пегматитові. Однак більш детальні дослідження дозволяють встановити в цих породах ознаки, характерні для так званих гранулітів [4, 6] в їх класичному визначенні. Вони то середньо-, то грубозернисті, складені кварцом, який утворює сплюснені видовжені за сланцьоватістю зерна темно-сірого кольору, білим польовим шпатом і гранатом. Під мікроскопом видно, що польовий шпат представлений плагіоклазом і калішпатом, в плагіоклазі іноді зустрічаються невеликі голки силіманіту.

Метасоматичний характер гранулітових порід безсумнівний. Він підтверджується характерними геологічними умовами залягання гранулітів і поступовістю переходів від гнейсів до лейкократових прожилків, а потім і до гранулітових жилоподібних тіл.

При огляді кам'яного матеріалу і шліфів привертають до себе увагу деякі особливості калішпату гранулітових порід, що відрізняють його від калішпатів з гнейсів, мігматитів і гранітів району. Макроскопічно калішпат гранулітів білий, у великих зернах (1—2 см у поперечнику і більше) — напівпрозорий. Під мікроскопом видно, що в грубозернистих гранулітах калішпат криптопертитовий, як правило, нездвійникований. Лише в деяких випадках по краях зерен виникає вдійникова гратка (рис. 1). В середньозернистих гранулітах калішпат пертитовий і має чітку вдійникову будову (рис. 2). Вимірювання кутів $2V$ декількох нездвійникованих криптопертитових зерен калішпату показало коливання від $40\text{--}50$ до 80° , що свідчить про різний ступінь упорядкованості Si та Al в кристалічній гратці мінералу [5]. Зміна структури калішпату пов'язана зі збільшенням ступеня упорядкованості; відбулась вона в твердому стані вже після утворення мінералу.

Дебаєграма напівпрозорого калішпату вміщує характерні ознаки, що відповідають дебаєграмі санідину, яка наведена в роботі

72562
АКАДЕМІЯ НАУК
УКРАЇНСЬКОЇ РСР

ВІДДІЛ НАУК ПРО ЗЕМЛЮ ТА КОСМОС

ДЕРЖАВНИЙ ВИРОБНИЧИЙ
ГЕОЛОГІЧНИЙ КОМІТЕТ

УКРАЇНСЬКОЇ РСР

ГЕОЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ

Том XXV, вип. 2

ВИДАВНИЦТВО «НАУКОВА ДУМКА»
КИЇВ 1965

37473

ОТДЕЛ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ



ОГЛ БЕН РА