

В. І. Лебединський, А. І. Шалімов

Нові дані про геологічну будову вулканічної групи Карадаг (Крим)

Неослабний інтерес дослідників до вулканічної групи Карадаг пояснюється рядом причин. Найголовнішими з них є: надзвичайна складність будови й складу вулканічного масиву, складність історії його формування і, нарешті, не зовсім звичайна його локалізація на зануренні складчастої структури Кримського орогену. По суті, кожний з численних дослідників Карадагу прагнув дати своє тлумачення складним співвідношенням теригенних і вулканогенних утворень, зім'ятих в складки і порушених численними розривами. Тому серед уявлень про будову вулканічної групи є найрізноманітніші точки зору, починаючи від погляду, що Карадаг — це древній вулканічний конус, відпрепарований денудацією від осадків, які його поховали [4, 10], і кінчаючи уявленнями про «безкореневе» залягання вулканогенної товщі на підстелюючих більш молодих відкладах [13]. В даній статті наводяться одержані авторами в результаті детального картування, основні висновки щодо геологічної будови вулканічної групи, які в ряді питань істотно відрізняються від уявлень інших дослідників.

Найголовніші етапи вивчення Карадагу

Околиці Карадагу і сама вулканічна група вивчались багатьма дослідниками [2—5, 7—13].

Вулканічна природа Карадагу вперше була відмічена в 1891 р. А. А. Прозоровським-Голіциним [10], який розглядав цей гірський масив як залишок верстуватого вулкана. Ця точка зору була прийнята А. Є. Лагоріо [4], який зробив перше мікроскопічне дослідження карадазьких вулканічних порід і дав характеристику їх хімізму. Початок систематичного дослідження Карадагу пов'язаний з ім'ям А. Ф. Слудського, який опублікував в 20-х роках цього століття серію невеликих статей [12 та ін.], присвячених питанням геологічної будови цього району. А. Ф. Слудський показав, що уявлення про Карадаг як простий верстуватий вулкан помилкове, в дійсності це складна вулканічна група, гаданий центр якої покритий водами Чорного моря.

Видатна роль у вивченні геології та петрології Карадагу належить Ф. Ю. Левінсону-Лесінгу. Він разом з Є. Н. Дьяконовою-Савельєвою вивчав цей район в 1924—1929 рр., після чого опублікував монографію [5], в якій всебічно і оригінально розглянуті питання петрографії та геології Карадагу. Уявлення авторів монографії поширились серед геологів і в значній мірі збереглися до теперішнього часу.

Ф. Ю. Левінсон-Лесінг та Є. Н. Дьяконова-Савельєва прийшли до висновку, що вулканічні породи Карадагу за петрографічним скла-

дом і віковим співвідношенням повинні бути розділені на дві серії — палеотипну і кайнотипну, до складу яких входить широкий петрографічний спектр. На думку цих авторів, вулканічна діяльність проходила в два цикли — палеотипний і кайнотипний, причому в кожному з циклів мала місце зміна складу лав від основних до кислих. Зміна кислотності лав в кожній серії пов'язується не з диференціацією, а залежить від двох вихідних магм — основної та кислої, що змішувалися між собою в різних співвідношеннях. Вулканічна діяльність, за уявленням авторів монографії, відбувалась в байос-батський і келловейський часи. Тектонічна будова Карадагу розглядалась як синкліналь, одним крилом якої служить Береговий хребет, другим — західна частина Святої гори.

Праця Ф. Ю. Левінсон-Лесінга та Є. Н. Дьяконової-Савельєвої була значним внеском у вивчення петрографії Карадагу, проте ряд питань залишився не розглянутим: наприклад, генезис масиву Хоба-Тепе, умови утворення кайнотипних і палеотипних порід, що належать до одного тектоно-магматичного циклу, та ін.

Геологічне вивчення Карадагу в 30-х та 40-х роках проводилося Д. В. Соколовим [13]. Одним з найбільш істотних висновків цього дослідника є твердження про відносно тривалу вулканічну діяльність, що почалася в байосі і закінчилася в проміжку між лузитанським і титонським часом. Але висновок цей зроблений на підставі побічної ознаки — відсутності гальки карадазьких порід в конгломератах оксфорду і великій кількості її в базальному конгломераті титону, — без з'ясування умов формування конгломератів, і не підтверджений безпосередніми спостереженнями. Д. В. Соколов перший вказав на тектонічний контакт західної частини Берегового хребта. Він ближче ніж будь-хто з попередніх дослідників наблизився до розгадки природи Хоба-Тепе, охарактеризувавши його як інтрузивне приповерхнєве тіло, обірване розломами.

Істотний вклад у вивчення Карадагу вніс М. В. Муратов [7—9]. Він встановив, що Карадазька вулканічна група разом з оточуючими осадовими комплексами відокремлена меридіональними розломами в особливий Карадазький блок. Проте, він не вказує на ряд розривів в межах самої вулканічної групи. Порівнюючи лавово-пірокластичну товщу Карадагу з пірокластичними породами недалеко розташованої Янишарської бухти, М. В. Муратов охарактеризував північну частину Коктебельської затоки як периферичну по відношенню до Карадазької вулканічної області. Принципово нові дані містяться в одній з останніх робіт [9], в якій сформульований висновок про наявність двох фаз вулканічної діяльності, розділених епохою тектонічних рухів, причому молода фаза віднесена до келловейського часу. До цього уявлення М. В. Муратова автори дозволять собі повернутися нижче.

Наприкінці 40-х років Карадаг вивчав І. Н. Ремізов, результати досліджень якого, за винятком невеликої замітки [11], не опубліковані. За особистим повідомленням І. Н. Ремізова, ним були зібрані багаті палеонтологічні знахідки, в тому числі верхньобайоська фауна в теригенних відкладах нижче вулканогенної товщі. Крім того, він склав геологічну схему Карадазького району, на якій показаний насув вулканогенної товщі Святої гори на келловейські відклади Туманової балки.

В 1955 р. геологію Карадагу вивчав С. М. Кравченко, результати робіт якого також не опубліковані, якщо не рахувати невеликої статті [3]. Цей дослідник склав (особисте повідомлення) схематичну геологічну карту Карадагу, на якій частково відбита тектонічна структура вулканічного масиву.

Морфоструктура і особливості геологічної будови Карадагу та його найближчих околиць

Особливості рельєфу Карадагу і його найближчих околиць детально описані в ряді праць [1, 5, 13], тому тут ми зупинимося лише на розгляді окремих рис вулканічної групи, важливих для розшифровки її структури.

Морфологічно Карадаг являє собою складно розчленований скелястий масив, що знаходиться в східній частині Гірського Криму між

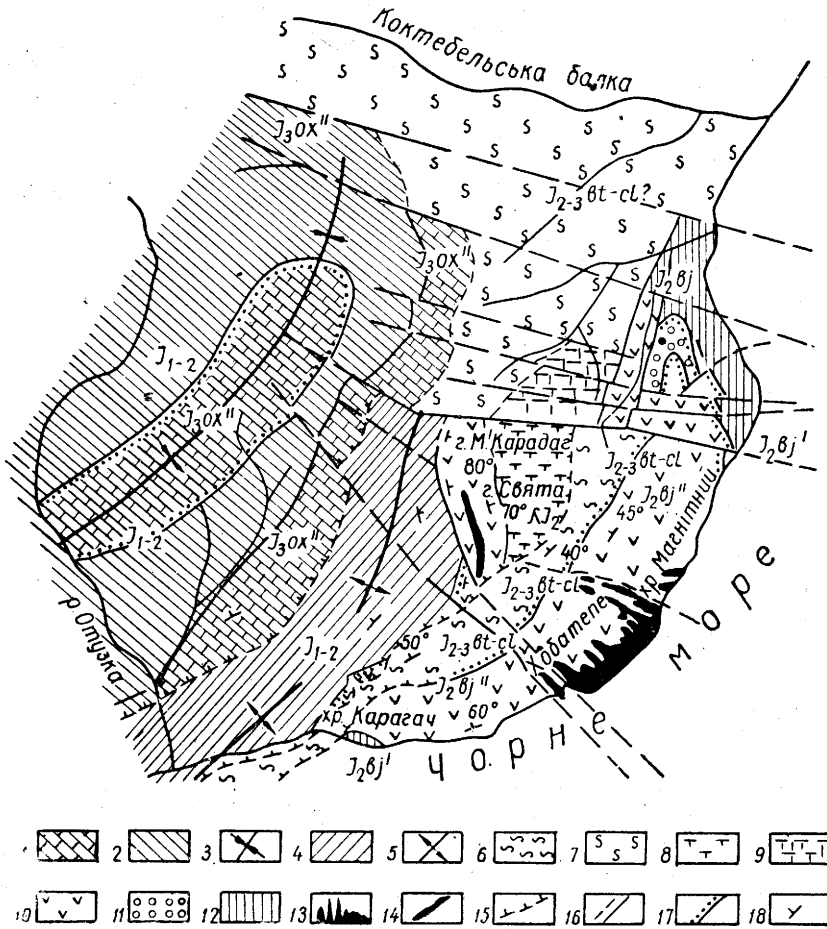


Рис. 1. Тектонічна схема вулканічної групи Карадагу та його найближчих околиць.

Складена з використанням матеріалів Д. С. Кізелвальтера, С. М. Кравченко, Ф. Ю. Левінсон-Лесінга, М. В. Муратова, І. Н. Ремізова, Д. В. Соколова та ін., 1960.

Умовні позначення. I — Легенерська синкліналь: 1 — вапняки, конгломерати, пісковики верхнього оксфорду; 2 — флішовидна товща (аргіліти, алевроліти, пісковики) середньо- та нижньоярського віку; 3 — осьова лінія Легенерської синкліналі. II — Усть-Отузька антикліналь: 4 — флішовидна товща (перем'яті аргіліти, алевроліти, пісковики) середньо- і нижньоярського (?) віку; 5 — осьова лінія Усть-Отузької антикліналі. III — Карадазька синкліналь: 6 — глини й аргіліти з проверстками алевролітів, лінзами мергелів і карбонатними конкреціями бат-келовейського віку; 7 — глини й аргіліти з проверстками пісковиків і алевролітів та карбонатними конкреціями мабуть бат-келовейського віку; 8 — траси й оксикератофіри Святої гори; 9 — зміщені масиви трасів і оксикератофірів на північних схилах Святої гори; 10 — туфи й туфобрекчії, потоки масивітів, кератоспілітів, порфіритів, андезитів і базальтів верхньобайоського віку; 11 — сланцюваті глини й конгломерати г. Кок-Кая, верхньобайоського віку (за М. В. Муратовим — келовейського); 12 — аргіліти й сланцюваті глини з проверстками пісковиків байоського віку, які підстиляють вулканогенну товщу; 13 — субвулканічні кератофіри жерлового апарату і кільцевих дайок; 14 — найбільш крупні дайки кератофірів. IV — Структурні елементи: 15 — найбільш крупні насуви; 16 — скиди, простежені й здогадані; 17 — стратиграфічні контакти; 18 — елементи залягання.

Судаком та Феодосією і безпосередньо примикає до Чорного моря. Масив має в плані форму сектора (рис. 1), двома основними складовими елементами якого є Береговий хребет, що витягується вздовж бе-

рега в північно-східному напрямі і круто обривається до моря, і куполовидний масив Святої гори, відокремлений від Берегового хребта сідищиною (так званий Південний перевал). Північно-західний схил Святої гори ускладнений вершиною, що зветься Малим Карадагом. На північний схід від Святої гори простягається гостроверхий гребінь хребта Сюрю-Кая, складений вапняками верхнього оксфорду*.

В цілому Карадаг являє собою скелястий масив, який різко відокремлює дві понижені ділянки узбережжя, складені переважно піщано-глинистими товщами середньоюрського віку: північно-східний амфітеатр, що тяжіє до Коктебельської бухти, і південно-західний, що прилягає до гирла р. Отузки.

Рельєф Берегового хребта, сформований на потужній товщі пірокластів, що перешаровуються з потоками кератофірових та спілітових лав, відрізняється особливо складною розчленованістю. В результаті вивітрювання на шарах пірокластів виникли скульптурні форми у вигляді башт, стін, карнизів, зубців найрізноманітніших обрисів.

Береговий хребет має дивовижну симетричну будову, що особливо ясно видно при спостереженні з моря. Він складається з двох флангових ланцюгів (хр. Карагач на південному заході; хр. Магнітний і його продовження — г. Кок-Кая — на північному сході) і розташованого між ними короткого, але більш високого скелястого масиву Хоба-Тепе. Обидва флангові ланцюги (Карагач і хр. Магнітний) складені переверстуванням пірокластів і лав, що спадають на південний захід (кути падіння переважно 40—60°). Гора Кок-Кая є синкліналлю, що ускладнює моноклінальне залягання порід Берегового хребта. На приморському схилі гори пірокласти і лави падають в основному на захід, а на протилежному схилі, оберненому до Святої гори — на схід. Потужність лавово-пірокластичної товщі Берегового хребта зменшується в обидва боки від масиву Хоба-Тепе, причому поблизу північно-східної частини хр. Магнітного і біля південно-західного закінчення хр. Карагач з-під вулканогенних порід з'являються підстелюючі їх глини верхньобайоського віку.

Центральна частина Берегового хребта — Хоба-Тепе — внизу, біля моря, складена кератофірами, що утворюють єдиний масив, а зверху — лавово-пірокластичною товщею, яка схожа з товщею останньої частини Берегового хребта. Лавово-пірокластична товща, що вінчає Хоба-Тепе, пронизана рядом кругоспадаючих і вертикальних кератофірових дайок і інших інтрузивних тіл. Цікаво, що в прямовисних обривах Хоба-Тепе виразно видно єдину систему крупностовпчастої окремості. Стовпи залягають майже горизонтально, але в центральній частині кератофірового масиву вони створюють подобу пологого склепіння, що поступово знижується до крайових частин масиву. На цю єдину систему окремості, характерну для Хоба-Тепе, звертав увагу ще Ф. Ю. Левінсон-Лесінг.

Кератофіровий масив Хоба-Тепе відокремлений на південному заході і північному сході від флангових ланцюгів Карагача і Магнітного хребта двома парами крупних кератофірових дайок північно-західного простягання, що залягають майже вертикально і несуть в собі таку ж горизонтальну стовпчасту окремість, як і в масиві Хоба-Тепе. Дайки ці відпрепаровані у вигляді гігантських стін, прикрашених високими вертикальними стовпами й баштами. На північному заході цими дайками є Стіна Лагорію й паралельна їй стіноподібна дайка, що безпосередньо обмежує кератофіровий масив Хоба-Тепе. Остання внизу, біля моря, цілком зливається з кератофіровим масивом і практично невіддільна від нього; виразно дайковий обрис вона набирає, починаючи з середини схилу, де залягає серед пірокластів і лав. Між цими па-

* Лузитану, за даними М. В. Муратова.

ралельними стіноподібними дайками до моря спускається вузька крута ущелина — Коридор, — гирлова частина якої закінчується невеликою бухтою Барахти.

На південному заході Хоба-Тепе обмежений цілком аналогічною парою дайок: внутрішньою (прилягає до масиву) дайкою Маяка, що внизу зливається з кератофіровим масивом Хоба-Тепе, і зовнішньою — дайкою Лева, продовженням якої в морі є, очевидно, скеля Ворота Карадагу. Між дайками Маяка й Лева також проходить ущелина — Чортів Камін, в гирловій частині якої розташовується Левова бухта. Чортів Камін за морфологією та будовою схожий з Коридором.

Пари дайок, що обмежують Хоба-Тепе, не витримано прямолінійні, в плані вони трохи дугоподібні; північно-західні кінці північної пари трохи загнуті на захід, а південної пари — на північ. Завдяки цьому північно-західні кінці пар дайок трохи зближені, порівняно з південно-східними, а сам контур дайок в плані начебто є частиною двох вкладених один в одного видовжених еліпсів (рис. 1).

Куполовидний масив Святої гори має більш просту морфологію. Найбільш складною є морфоскульптура його західного схилу, сформованого на верствах пірокластів і лав, досить схожих з породами, що складають хр. Карагач. Простягання цих порід на західному схилі Святої гори субмеридіональне, падіння на схід — круте (70—80°), до перекинутого. Північний, східний і південно-східний схили Святої гори, складені трасами і оксикератофірами, характеризуються випуклими профілями, що надають куполовидного обрису всій вершині.

Численні уступи й обриви різних напрямків (як згідних з простяганням порід, так і перпендикулярних йому) досить характерні для сучасного рельєфу Карадагу та його околиць. Ступінчастий характер рельєфу пов'язаний як з різною літологією порід, що по-різному протистоять процесам денудації, так і з великою кількістю розривів різних типів. Серед останніх особливо поширені порушення двох основних простягань — північно-західного та північно-східного. Саме до цих двох напрямів переважно й приурочена ступінчастість схилів в межах масиву Карадаг та його найближчих околиць. Розриви північно-західного простягання добре видні в обривах Берегового хребта. Сама берегова лінія Карадагу є сполученням двох майже перпендикулярних напрямів — північно-східного й північно-західного. Навіть більшість її мисів й бухт має виразно прямокутні обриси; прямокутними, здебільшого, є також дрібні зломи берегової лінії Карагача і Магнітного хребта. В цій кутуватості обрисів берегової лінії також знаходять своє відбиття розриви північно-західного простягання, що пересікають Береговий хребет і обрізають його з південного заходу й північного сходу.

Більшість цих розривів, очевидно, дуже молодого віку. Вони розвинулися під час диференційованого підняття масиву наприкінці третинного і протягом четвертинного віку. Саме з молодістю більшості розривів приходиться пов'язувати їх виразно виявлену рельєфоутворюючу роль. Очевидно, підняття району Карадагу здійснювалось не як рух одного монолітного блоку, а як диференційований рух цілої мозаїки блоків, на яку виявився розколотим порівняно жорсткий масив, заключений серед пластичних сланцюватих глин. Найбільш крупні розломи північно-західного простягання розвинуті по периферії масиву Хоба-Тепе. Частина їх є успадкованою, бо вони приурочені до зальбандів крупних дайок, що облямовують Хоба-Тепе. Саме проникнення дайок було вже пов'язане з проявом розломів середньоюрського віку. При останньому піднятті Карадагу частина цих розломів була омолоджена, що проявилось у виникненні брекчій вздовж зальбандів дайок. Більш інтенсивному омолодженню, мабуть, піддавалися розломи, що обмежують Хоба-Тепе з південного заходу; в сучасній структу-

рі вони простежуються в північно-західному напрямку майже до гори Легенер, розриваючи та зміщуючи пачку конгломератів і вапняків верхнього оксфорду в південно-східному крилі Легенерської синклінали. В зв'язку з омолодженням частини древніх розломів на периферії масиву Хоба-Тепе, походження ущелин Коридор і Чортів Камін приходить вважати тектонічним.

Багатство рельєфоутворюючих розломів північно-західного простягання є специфічною особливістю узбережжя на ділянці Карадагу. Крупні поперечні розломи вже давно зафіксовані в середньо- та верхньоюрських відкладах на північний схід від Карадагу, в районі бухт Янишари й Провато. На широкий розвиток подібних розломів автори вказували також для району Кастрополя й Меласа в південно-західному Криму. Крупні молоді або омолоджені поперечні розломи північно-західного й субмеридіонального простягання встановлені А. І. Шалімовим в районі Алушти.

Отже, морфологія вулканічної групи Карадаг в значній мірі визначається розвитком розривів різних напрямків, особливо поперечних розривів північно-західного простягання. Слід відмітити, що на переважно тектонічне походження рельєфу околиць Карадагу і на широкий розвиток тут скидів уже 30 років тому вказував Б. Ф. Добринін [1].

Наведені дані дозволяють вважати, що рельєф околиць Карадагу і всієї вулканічної групи має тектонічне походження і обумовлений широким проявом розломів північно-східного й північно-західного простягання. Цей первинно-тектонічний рельєф був лише підкреслений і скульптурно ускладнений вибіркою денудацією, важливим фактором якої стало інтенсивне фізичне вивітрювання високо припіднятих верств і пачок грубоуламкових пірокластів.

Положення вулканогенної товщі Карадагу в стратиграфічному розрізі

В структурному відношенні Карадаг розташований на північно-східній перикліналі Туакського антиклінорію Гірського Криму. Туакський антиклінорій, одна з найкрупніших антиклінальних структур Кримського орогену, простягається майже на 80 км на північний схід від околиць м. Алушти до Коктебельської бухти. Південно-західна частина Туакського антиклінорію глибоко еродована і складена переважно породами таврійської світи. В північно-східній частині шарнір антиклінорію занурається. Тут в будові складок, поряд з породами таврійської світи, беруть участь байоські, батські й верхньоюрські відклади.

В найближчих околицях Карадагу найбільш древніми фауністично охарактеризованими утвореннями є верхньобайоські. Фауна верхнього байосу встановлена І. Н. Ремізовим (особисте повідомлення) в глинах, що підстелюють вулканогенну товщу поблизу північно-східного закінчення Магнітного хребта і в південно-західній частині Карагача. І. Н. Ремізов вважає, що стратиграфічно нижче глин місцями спостерігаються виходи грубозернистих пісковиків, які відокремлюють від верхньобайоських відкладів значну за потужністю товщу аргілітів з проверстками дрібнозернистих пісковиків і стяжіннями карбонатного складу. Можливо, ці древні відклади належать до байоських, а можливо й до більш древніх, наприклад, нижньоюрських. Такого типу відклади, широко розвинуті на захід і північний захід від Карадагу, фауністично не охарактеризовані і рядом дослідників (М. В. Муратов, О. В. Снегирьова) відносяться до таврійської серії. Ці відклади складають ядро антиклінальної складки північно-східного простягання, ускладненої цілою серією більш дрібних складок. Антикліналь місцями

перекинута на південний схід і насунута на вулканогенну карадазьку товщу та більш молоді утворення, що її перекривають (рис. 2).

Вище теригенної товщі верхньобайоського віку згідно залягає потужна вулканогенна товща, яка складається переважно з переверсткування туфів, туфобрекчій та потоків кератофірів, порфіритів, андезитів, сплілітів і кератосплілітів. Максимальна потужність вулканогенної товщі перевищує 775 м. Вона складає Береговий хребет, де має північно-східне простягання і падає на північний захід під кутами 40—65°, і західну частину Святої гори, де вона характеризується субмеридіональним простяганням, круто (70—80°) падає на схід, а місцями знаходиться в перевернутому заляганні. В середній частині вулканогенної товщі, на сідловині між Малим Карадагом та Святою горою, А. К. Марков [6] у верствах туфітів і сланцюватих щільних туфів виявив фауну (*Parkinsonia subarietis* Wetzel, *Parkinsonia* sp. та ін.), що дозволяє говорити про верхньобайоський вік цієї товщі. Верхню частину розрізу вулканогенної товщі Святої гори складають траси та оксикератофіри*, що їх перекривають.

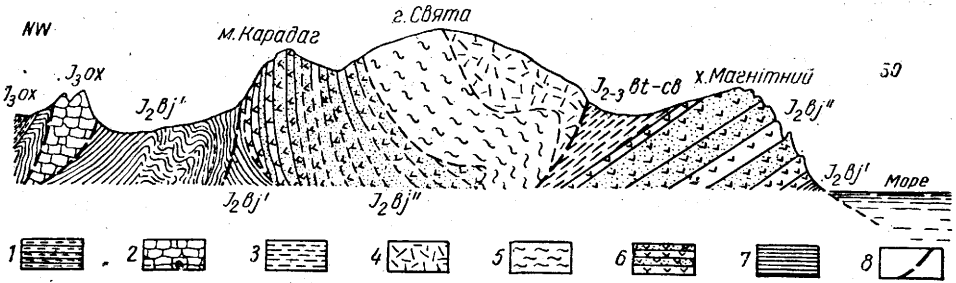


Рис. 2. Схематичний розріз через Святу гору і Береговий хребет.

1 — флішоїдні відклади верхнього оксфорду; 2 — вапняки верхнього оксфорду; 3 — глини і алевроліти бату й келовею; 4 — оксикератофіри; 5 — траси; 6 — туфи, туфобрекчії, спліліти, кератоспліліти і т. д. верхньобайоського віку; 7 — сланцюваті глини і флішоїдні утворення середнього (?) байосу; 8 — розриви.

генної товщі, на сідловині між Малим Карадагом та Святою горою, А. К. Марков [6] у верствах туфітів і сланцюватих щільних туфів виявив фауну (*Parkinsonia subarietis* Wetzel, *Parkinsonia* sp. та ін.), що дозволяє говорити про верхньобайоський вік цієї товщі. Верхню частину розрізу вулканогенної товщі Святої гори складають траси та оксикератофіри*, що їх перекривають.

На породах вулканогенної товщі згідно, а місцями з виразним розмивом, залягають бат-келовецькі глини з рідкими проверстками дрібнозернистих пісковиків. В глинах простежується так званий «янишарський» горизонт оолітових мергелів, глинистих вапняків та крупних мергелистих стяжінь і вапнякових глиб, що містять фауну бату (очевидно перемиту) й келовею [7]. В межах Карадагу бат-келовецькі відклади простягаються у вигляді смуги північно-східного напрямку між Святою горою та Береговим хребтом. На північний схід від вулканічної групи, в межах Коктебельського амфітеатру, бат-келовецькі відклади дуже поширені і представлені порівняно потужною товщею глин з тонкими проверстками дрібнозернистих пісковиків та ліз мергелів. На північний-захід від Карадагу широко розвинуті вапняки, конгломерати і пісковики верхнього оксфорду, що утворюють синклінальну складку г. Легенер. Складка ця має північно-східне простягання, причому вапняки і конгломерати, що складають її південно-східне крило, розірвані й місцями насунуті на середньоюрські відклади Карадагу (рис. 1).

Вулканогенна товща Карадагу, очевидно, сформувалася у верхньобайоський час. Вона підстелюється піщано-глинистими відкладами з фауною верхнього байосу і перекривається істотно глинистою товщею бат-келовецького віку, в якій вулканогенний матеріал не встановлений. Ця перекриваюча товща місцями лягає з розмивом на вулканогенні утворення. Крім того, окремі розмиви фіксуються й всередині її.

* Палеоліпарити, за номенклатурою Ф. Ю. Левінсон-Лесінга.

Зокрема, в околицях Карадагу майже скрізь виявлено розмив на границі нижнього й середнього келовею, в основі янишарського горизонту.

Співвідношення вулканогенної товщі карадазького типу з підстелюючими й перекриваючими породами добре спостерігаються в природних відслоненнях Янишарської бухти. Тут розкритий безперервний розріз середньоюрських відкладів, що залягають моноклінально, з падінням на північний захід. В цьому розрізі вулканогенна товща представлена туфами, туфітами й туфогенними пісковиками, які по простяганню заміщують лавово-пірокластичну товщу Карадагу.

Пірокластичний матеріал в Янишарській бухті появляється й зникає в межах верхньобайоської частини розрізу і вже не фіксується у вищезалягаючих аргілітах, що відносяться до батського ярусу. Близькість Янишарської бухти до Карадагу дозволяє вважати, що й на самому Карадазі, який був центром вулканічної діяльності, виверження проходили у верхньобайоський час, а в батський час вже відбувалися локальні розмиви вулканічної групи.

Слід відмітити, що М. В. Муратов [9] висловив думку про наявність на Карадазі вулканічних проявів, більш молодих, ніж середньоюрські. Підставою для цього висновку послужили спостереження над горою Кок-Кая, де поверх крутозалягаючої спіліто-кератофірової товщі байоського віку «...з ясною кутвою незгідністю, значно більш полого, з розмивом залягає друга вулканогенна світа» келовейського віку, яка складається з туфобрекчій дацитового складу й вінчаючих їх андезитів, що складають вершини гір. Туфобрекчії, на думку М. В. Муратова, заміщуються по простяганню аргілітами з проверстками туфопісковиків, туфобрекчій і конгломератів, в яких була зібрана фауна келовею.

Під час детальної зйомки району г. Кок-Кая, проведеної в 1960 р., ми не знайшли підтвердження уявленням М. В. Муратова про келовейський вулканізм. Вулканогенна товща на вершині гори залягає не полого моноклінально, а утворює невелику, виразно виявлену синкліналь субмеридіонального простягання, пересічену рядом поперечних розломів. В ядрі синкліналі вулканогенна товща дійсно залягає полого, але на крилах складки величина кутів падіння різко зростає, досягаючи 50° і більше.

Породи вулканогенної товщі, що складають ядро синкліналі, якому відповідає вершина гори, представлені спілітами з добре вираженою верстуватою будовою (а не андезитами), що переверстовуються з туфами і туфобрекчіями порфіритів, — тобто нічим не відрізняються за складом від порід, розвинutih в основі прибережного схилу Кок-Каї, віднесених М. В. Муратовим до нижньої вулканогенної світи байоського віку. Такі ж породи складають всю останню частину Берегового хребта, причому належність їх до верхнього байосу не викликає сумнівів. Вказаний М. В. Муратовим у північно-східній частині гори потік андезитів дійсно знаходиться в центральній частині Кок-Каї, але наявність кайнотипної породи в розрізі Кок-Каї не свідчить про більш молодий вік складаючих її порід. В розрізі хр. Карагач, де співвідношення між андезитами й різноманітними палеотипними породами цілком ясні, потоки андезитів переверстовуються з породами палеотипного обрису — спілітами, кератофірами і різноманітними пірокластами, — і тому ступінь збереженості гірських порід не може служити доказом їх відносного віку.

Що ж стосується осадочної товщі, яка безпосередньо підстелює вулканогенні породи Кок-Каї, то в її віковій характеристиці існують істотні відміни між даними М. В. Муратова та І. Н. Ремізова. Перший автор, не вказуючи точно місця знахідки фауни*, відносить породи

* Із статті [9] залишається неясним, де зібрана фауна: в самих туфобрекчіях Кок-Каї, чи в їх можливих вікових аналогах за межами хр. Кок-Каї. В другому випадку

цією товщі до келовею (*Hecticoceras metomphallum* Bonarelli, *Macrocephalites macrocephallus* Schloth.); другий, вказуючи місця знахідок фауни (північний кінець Кок-Каї), відносить товщу до верхнього байосу (*Phylloceras* cf. *Abichi* Uhlig, *Posidonomia buchi* Roem. та ін.). Отже, нема твердої впевненості в точній датировці віку осадоної товщі, що підстелює вулканогенну. Але, якщо припустити, що вік її келовейський, то все ж вулканічні породи Кок-Каї не келовейські, тому що контакт між нормально-осадоною та вулканогенною товщами тектонічний, скоріш за все типу насуву (рис. 3), який під невеликим кутом зрізає верствуватість осадоного комплексу.

Крім того, автори вважають, що ув'язуючи в єдиний стратиграфічний горизонт туфобрекчії Кок-Каї та теригенну товщу бат-келовейського віку, яка тягнеться вздовж схилу Берегового хребта і йде на Південний перевал, нема підстав, бо теригенна товща скрізь, де видні її співвідношення з вулканогенною товщею Берегового хребта, перекриває цю останню, а від вулканогенної товщі Кок-Каї відокремлена крупним меридіональним розломом (рис. 1). Отже, структурні дані свідчать на користь наявності на Карадазі однієї вулканогенної товщі пірокластів і лав переважно спіліто-кератофірового складу, формування якої відбувалося у верхньобайоський час.

Порівняно потужна вулканогенна товща Карадагу не має значного площинного поширення; останнє, очевидно, слід пояснити центральним характером вивержень. Зменшення потужності вулканогенної товщі спостерігається вже в межах Берегового хребта на північний схід і південний захід від масиву Хоба-Тепе. В 6 км на північний схід від Карадагу, в районі Янишарської бухти, потужність вулканогенних утворень, представлених тільки пірокластичними породами (туфами й туфітами), становить близько 170 м, тобто зменшується більш ніж в 4 рази.

Місце Карадагу в складчастій структурі східного Криму і проблема жерлового апарату Карадагу

Особливості і походження складчастих структур східної частини Туаського антиклінорію розглянуті Д. С. Кизевальтером і М. В. Муратовим [2]. Ці автори відмічають, що потужна товща юрських відкладів в Судацько-Карадазькому районі зібрана в систему складних, різноманітних за розмірами складок майже широтного простягання, ускладнених численними поздовжніми й поперечними розривами. Аналіз фаций та потужностей середньо- й верхньоярських відкладів дозволить вказаним авторам упевнено висловити думку про тривалість розвитку крупних складчастих форм східної частини Гірського Криму — таких, як Туаський антиклінорій та обмежуючі його з півночі й півдня синклінорії — Східно-Кримський і Судацький. Тривалий ріст склад-

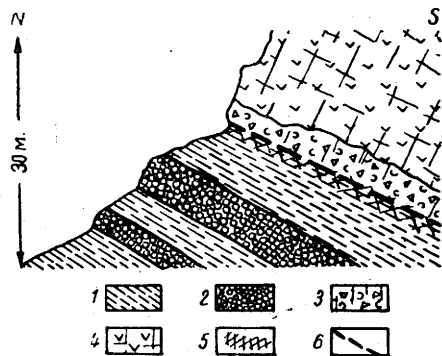


Рис. 3. Південно-східний схил г. Кок-Кая, тектонічний контакт вулканогенної товщі з підстелюючими теригенними відкладами можливо келовейського віку.

1 — темно-сірі сланцюваті глини; 2 — конгломерати; 3 — туфобрекчії кератофірів; 4 — потік кератофірової лави; 5 — подрібнені породи в зоні тектонічного контакту; 6 — тектонічний контакт.

цінність фауністичних знахідок для визначення віку порід Кок-Каї мінімальна, бо цей хребет з усіх боків обмежений розломами.

частих структур в процесі осадконагромадження встановлений [2] також і для більш дрібних лінійних антиклінальних і синклінальних складок, що створюють північно-східну частину Туакського антиклінорію та прилягаючих синкліноріїв.

Ознаки тривалого розвитку фіксуються і в тих складних складчастих структурах, в утворенні яких беруть участь вулканогенні відклади Карадагу. Розмиви в середньоюрських відкладах мають тут локальний характер і приурочені до ділянок, де вулканогенні утворення мають максимальну потужність. Останнє дозволяє припустити, що такі ділянки в певні моменти являли собою вулканічні острови (або острів) в геосинклінальному басейні верхньобайоського, батського і ранньокеловейського часу. Отже, можна припустити, що вулканогенна товща Карадагу формувалася в присклепінній частині антиклінального підняття середньоюрського часу, яке повільно розвивалося. Імовірно, що підняття розташовувалося на південний схід від антиклінальної структури, яка на тектонічній схемі [2] фігурує як Щебетівська антикліналь.

Враховуючи, що сліди розмивів приурочені до верхів розрізу вулканогенної товщі, виникнення островів на місці Карадагу можна припускати лише в заключні етапи вивержень, наприкінці байоського часу. До цього моменту на місці сучасного Карадагу вже нагромадилася товща вулканогенних утворень потужністю не менше 800 м. Насаджена на склепіння антикліналі, що повільно підіймалося, ця вулканогенна «шапка» у вигляді одного або кількох вулканічних апаратів проявилася близько рівня моря. Окремі її вершини могли створювати острови, на яких продовжувались вулканічні виверження.

Локалізація вулканічного апарату на склепінні антиклінальної структури, що повільно підіймається, уявляється істотною і закономірною, тому що сам ріст склепіння завжди супроводжується деформаціями розтягу й розриву, що відкривають магматичному матеріалу шлях на поверхню. Крім того, вивчення морфології дна сучасних океанів показує, що підводні вулкани й ланцюги вулканів, як правило, тяжіють до зон склепінних піднять океанічного дна [14, 15].

В сучасній структурі Карадагу виразно вимальовується синкліналь північно-східного простягання, пересічена рядом поперечних розривів скидового типу. Шарнір цієї синкліналі занурюється на північний схід в бік Коктебельського амфітеатру. Північно-східне крило синкліналі, представлене вулканогенною товщею Берегового хребта, падає на північний захід під кутами 40—65°. Західне крило, складене вулканогенними утвореннями Малеого Карадагу, має субмеридіональне простягання і круго падає на схід (кути падіння 70—80°), а поблизу Малеого Карадагу перевернуто (кут падіння 83° на з-п-з). В ядрі Карадазької синкліналі залягають траси і оксикератофіри Святої гори, а також глини, аргіліти з проверстками дрібнозернистих пісковиків, алевролітів та оолітових мергелів батського й келовейського віку.

Оксикератофіри й траси Святої гори та вулканогенні породи західного крила синкліналі насунуті на бат-келовейські відклади (рис. 1, 2). Цей насув, лінія якого перетинається і змишується поперечними скидами, є крупним розривним порушенням; він виразно фіксується на місцевості і простежується далеко на південний захід. Лінія цього насуву обрізає з південного сходу виходи вулканогенних порід Шапки Мономаха й Лобового хребта і на південний захід від Лобового хребта йде в море. Проте, вона, очевидно, простягається вздовж самого берега, тому що знову з'являється у відслоненнях на захід від р. Отузки. На тектонічній схемі південно-східної частини Кримських гір [2] Карадазький насув сполучається в своїй західній частині з Ечкидазьким і простежується до меридіану мису Меганом. На північному схилі Святої гори Карадазький насув обрізаний поперечним скидом май-

же широтного простягання і далі на північний схід його простежити не вдається.

На заключення слід зупинитися на положенні жерлового апарату Карадагу. Вже відмічена вище дивовижна симетрія будови Берегового хребта і симетричне розташування пар крупних кератофірових дайок, що оточують з північного сходу і південного заходу масив Хоба-Тепе, дозволяє припустити, що саме в рештки жерлового апарату древнього вулкана. На користь цього припущення свідчить поступове зменшення потужності вулканогенної товщі на північний схід і південний захід від Хоба-Тепе, що добре спостерігається з моря в обривах Берегового хребта. Більш певних доказів слід шукати по ознаках, що встановлюють напрям течій потоків лав. Разом з тим, безсумнівно, що останнє обширне проникнення кератофірового матеріалу відбулося саме в районі Хоба-Тепе.

Сучасний ерозійний зріз розкриває в берегових обривах Хоба-Тепе, в скісному зрізі, потужну кератофірову пробку, яка вкорінюється в товщу грубоуламкових пірокластів і лав, але не доходить до поверхні (рис. 4). Очевидно, з кератофіровою пробкою сполучалися дві кератофірові дайки, які в сучасному зрізі проявлені парами крупних дайок, що трохи зближуються в північно-західному напрямку і симетрично облямовують Хоба-Тепе. В циліндричному просторі, обмеженому кільцевими кератофіровими дайками, від тіла кератофірової пробки, наче щупальці, відходили вверх, вмщуючі лавово-пірокластичну товщу, численні більш дрібні дайки, багато з яких добре видно в ущелинах і обривах у верхній частині Хоба-Тепе. Частина цих дрібних тіл, а можливо й самі кільцеві дайки, мабуть, доходили до поверхні і служили каналами локальних викидів і виливів.

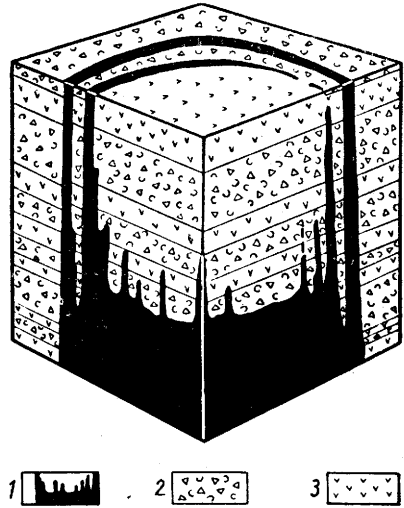


Рис. 4. Схема жерлового апарата Берегового обриву (масив Хоба-Тепе). Положення — до дислокацій вулканогенної товщі.

1 — субвулканічна кератофірова пробка; 2 — туфобрекчі кератофірів; 3 — потоки кератофірів.

Висновки

1. В районі Карадагу стратифіковані утворення середньо- та верхньоюрського віку утворюють складки північно-східного простягання, що далі занурюються. Складки ці ускладнені розривами двох напрямків: поздовжніми, паралельними узбережжю (переважно насувного типу), і поперечними, північно-західного — до широтного — простягання (переважно скидового типу).

2. Вулканічна група Карадаг складена стратифікованою товщею пірокластів і лав верхньобайоського віку, яка утворює синклінальну складку, розірвану Карадазьким насувом, по якому вулканогенні утворення Святої гори насунуті на вулканогенні й теригенні породи Берегового хребта.

3. Синклінальна складка вулканогенної товщі Карадагу обрізана з північного сходу й південного заходу крупними поперечними скидами, майже перпендикулярними узбережжю. Таким чином, сучасну структуру Карадагу можна розглядати як горст, різко виражений в

рельєфі за рахунок підняття і наступної денудації перекриваючих істотноглинистих порід. Значно поширені розломи менших амплітуд, які розсікають вулканічну групу на окремі блоки.

4. Масив Карадаг являє собою частину центрального вулканічного апарата (очевидно, підводного), який діяв на протязі верхнього байосу. Виверження, що періодично повторювалися, виводили на дно водоймища лави середнього й основного складу (рідше кислого), головним чином в пірокластичній формі, рідше — лавовій.

5. Основне, або одне з головних джерел вулканічної групи, знаходилося, мабуть, в районі Хоба-Тепе, де на заключних етапах вулканічної діяльності відбулося вкорінення потужної кератофірової пробки, сполученої з кільцевими дайками.

ЛІТЕРАТУРА

1. Добрынин Б. Ф., Характер берегов восточного Крыма от Меганомы до Карадага, Уч. зап. МГУ, Геогр., в 19, 1938.
2. Кизевальтер Д. С., Муратов М. В., Длительное развитие геосинклинальных складчатых структур восточной части Горного Крыма, Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1959.
3. Кравченко С. М., Петрографические особенности интрузивных массивов южной части центрального Крыма в свете новых данных, Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1958.
4. Лагорио А. Е., К геологии Крыма, О некоторых массивных горных породах Крыма и их геологическом значении, Зап. Варш. ун-та, № 5—6, 1887.
5. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Дьяконова-Савельева Е. Н., Вулканическая группа Карадаг в Крыму, АН СССР, 1933.
6. Марков А. К., Некоторые новые данные о трассах Карадага в Крыму, Изв. Моск. геол.-разв. треста, в. 3—4, 1934.
7. Муратов М. В., Геологический очерк восточной оконечности Крымских гор, Тр. МГРИ, 1937.
8. Муратов М. В., Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран, АН СССР, Тектоника СССР, т. II, 1949.
9. Муратов М. В., Верхнеюрский вулканизм в Крыму и сравнение его с вулканизмом Грузии, Сб. трудов Геол. ин-та Груз. ССР, 1959.
10. Прозоровский-Голицын А. А., Доклад о горных породах Карадага в Крыму, Вестн. естествознания, № 8, 1891.
11. Ремізов І. М., До геології Карадагу, Уч. зап. Харьк. ун-та, № 6—7, 1936.
12. Слудский А. Ф., Гора Карадаг и ее геологическое прошлое, Бюлл. МОИП, т. 25, 1911.
13. Соколов Д. В., Карадаг в Крыму, Мат. Азово-Черном. геол. управл., 1948.
14. Dietz R., Marine geology of northwestern Pacific Description of Japanese Bathymetric Chart 6901. Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, № 12.
15. Ladd N., Ingerson S. etc. Drilling on Eniwetok Atoll Mirschall Islands. Bull. Amer. Ass. Petroleum geologists., 1953, № 10.

Інститут мінеральних
ресурсів АН УРСР
Ленінградський гірничий інститут
ім. Плеханова

Стаття надійшла
12.XII 1960 р.

В. И. Лебединский и А. И. Шалимов

Новые данные о геологическом строении вулканической группы Карадаг (Крым)

Резюме

В районе Карадага стратифицированные образования средне- и верхнеюрского возраста образуют сложные складки северо-восточного простирания, в дальнейшем погружающиеся. Складки осложнены разрывами двух направлений: продольными, параллельными побережью (преимущественно надвигового типа) и поперечными, северо-запад-

ного до широтного простираия (преимущественно сбросового типа).

Вулканическая группа Карадаг сложена стратифицированной толщей пирокластов и лав верхнебайосского возраста, образующей синклинальную складку, разорванную надвигом, по которому вулканогенные образования Святой горы надвинуты на вулканогенные и терригенные породы Берегового хребта.

Синклинальная складка вулканогенной толщи Карадага обрезана с северо-востока и юго-запада крупными поперечными сбросами, почти перпендикулярными побережью. Таким образом, современная структура Карадага может рассматриваться как горст, резко выраженный в рельефе за счет поднятий и последующей денудации перекрывающих существенно глинистых пород. Разломы меньших амплитуд также широко распространены и рассекают вулканическую группу на отдельные блоки.

Массив Карадаг представляет собой часть центрального вулканического аппарата (по-видимому подводного), действовавшего в течение верхнего байоса. Периодически повторявшиеся извержения выводили на дно водоема лавы среднего и основного состава (реже кислого), главным образом в пирокластической форме, реже — в лавовой.

Основное или одно из главных жерл вулканической группы находилось, по-видимому, в районе Хоба-Тепе, где в заключительные этапы вулканической деятельности произошло внедрение мощной кератофировой пробки, сопряженной с кольцевыми дайками.
