

УДК 500.93

ГЕОЛОГІЯ І ГЕОХРОНОЛОГІЯ ПІЗНЬОЮРСЬКИХ ВІДКЛАДІВ МАРМАРОШСЬКОГО МАСИВУ

В. І. Лашманов, Б. Б. Зайдіс

За останні роки, незважаючи на безсумнівні успіхи в пізнанні геології чохла північно-західного закінчення Мармарошського масиву, ряд питань все ж залишається дискусійним. До їх числа відносяться особливості будови та метаморфізму строкатоколірної філітової товщі, широко розвинутої в басейні потоків Великий Банський, Головатич, Лехе, Лиха Трава, Великий Розис, Явірниковий. Вперше ці утворення були описані Л. Г. Ткачуком і А. А. Кривіним [13] та віднесені до низів надкарбонатної світи діловецької серії фундаменту. Трохи пізніше А. Л. Кривін [4, 5], який став розглядати діловецьку серію як світу, виділив їх у самостійну стратиграфічну одиницю — лехенську пачку. Вапняки, що підстеляють її, ці дослідники відносили або до карбонатної світи [13] або до круглівської пачки [5] діловецького підрозділу. Проте знахідки фауни мезозойського віку у вапняках на заході від с. Кругле, на південному схилі гори Счевора [1], по потоках Ліщинка и Довгорунь [10] внесли значні зміни в існуючі уявлення. А. К. Бойко [1, 2] висловив припущення, що більша частина порід круглівської пачки є мезозойською і належить до довгорунської світи [10, 11]. Саме в її низах, по потоку Довгорунь, А. Гезел в кінці минулого століття знайшов амоніти оксфорд-кімериджського віку [10]. У свою чергу, це дозволило А. К. Бойко віднести до верхньої юри породи лехенської пачки.

Правильність такого вікового датування утворень філітової товщі пізніше була підтверджена визначеннями абсолютноого віку [2] і новими зборами органічних залишків. Останні були виявлені у 1968 р. Ю. М. Муравейником у самих верхах товщі вапняків, розкритих у середній течії потоку Заставний (ліва притока потоку Білий, у 850 м на південний захід від гирла потоку Явірниковий), і згідно там перекриті строкатозабарвленими філітами. Л. А. Сергеєва (ІГН АН УРСР) визначила такі перидінії, характерні для юри та крейди: *Hexagonifera suspecta* M a n i t et C o o k s o n, *Gonyaulax confusus* V o z z h e n, *Broomea longicornuta* A l b e r t i.

Крім того, було з'ясовано, що так звана «малобілашевська фація» А. Л. Кривіна [5], що являє собою піщано-вапняково-глинисту товщу, також залягає згідно на довгорунських карбонатах [1]. Спочатку вона розглядалася А. Л. Кривіним та іншими геологами як дуже слабо метаморфизована фація порід у складі круглівської пачки. Аналогічне її положення у розрізі чохла і строкатих філітів давало підставу припустити, що вони є утвореннями єдиного стратиграфічного підрозділу, які зазнали своєрідного метаморфізму.

Протягом 1966—1969 рр. один з авторів даної статті займався вивченням метаморфізованих відкладів доальбської частини покрівлі північно-західного виступу масиву. Зібраний ним новий матеріал дозволяє цілком певно судити про стратиграфію, літолого-фаціальний вигляд, особливості постседиментаційної зміни порід верхньої юри та їх взаємовідношення. Визначення калій-argonового відношення в утвореннях філітової, білашевської та довгорунської товщ дозволило нам однозначно

розв'язати питання про час перетворення осадочних порід в їх метаморфічні відміні. Викладенню даних по цих питаннях і присвячена стаття.

Філітова товща складена в основному слюдистими сланцями, які містять проверстки кварцитовидних пісковиків, гравелітів, дрібоуламкових конгломератів і вапняків. Численні виходи цих порід зосереджені в центральній та південній частинах північно-західного закінчення масиву, де звичайно обмежені північно-західними і північно-східними розломами.

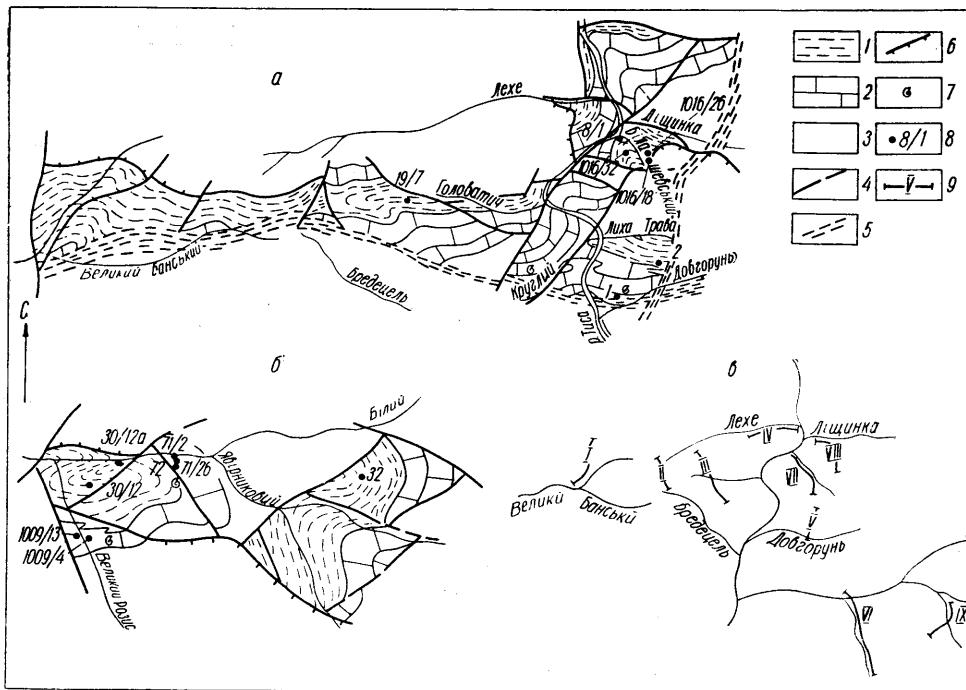


Рис. 1. Геолого-структурні схеми верхньоюурських відкладів:

a — байсейну потоків Великий Банський—Головатич—Ліщинка—Довгорунь; *b* — середньої течії потоку Білій; *c* — схема розміщення розрізів. 1 — білашевсько-головатичська світа — слюдисті філіти, філітовидні та глинисто-філітові сланці, вапняки, пісковики, аргіліти й аргілітові сланці; 2 — довгорунська світа — вапняки різко нерівномірно мармуризовані, різноманітні сланці (від філітових до аргілітових), пісковики, гравеліти, конгломерати; 3 — метаморфічні сланці фундаменту; 4 — круті розломи; 5 — зони зближених розрізів; 6 — підкідо-надвиги; 7 — місця знахідок фауни; 8 — номер і місце взяття проби та абсолютний вік; 9 — розрізи.

Ці порушення утворюють великі труднощі не тільки при стратифікуванні, а й при з'ясуванні структурного положення строкатоколірної товщі. Проте в процесі геологічної зйомки виявляється цілком певно, що описувані утворення завжди лежать без перерви на довгорунській світі. Породи цих підрозділів скрізь просторово пов'язані один з одним і утворюють єдині структури (рис. 1).

Особливості будови філітової товщі добре видно на прилеглих розрізах (рис. 2). Вони дозволяють заключити, що виявлена в різних місцях району послідовність у напластуванні строкатоколірних порід, незважаючи на деякі відхилення в бік збільшення або зменшення ролі крупного кластогенного матеріалу та карбонатів, залишається витриманою. Перемінною величиною товщі є потужність. Зміна її в той чи інший бік обумовлена фациальним заміщенням філітів довгорунськими вапняками або вапняків — строкатими сланцями. Це можна спостерігати на вододілі потоків Довгорунь — Лиха Трава, Великий Розис — Явірниковий (рис. 1, 2).

Білашевська товща (аргіліти, аргілітові сланці, алевроліти, що переходять біля розломів у філітові, філітовидні та глинисто-філітові сланці; глинисті вапняки) найбільш добре розкрита по одноіменному потоку

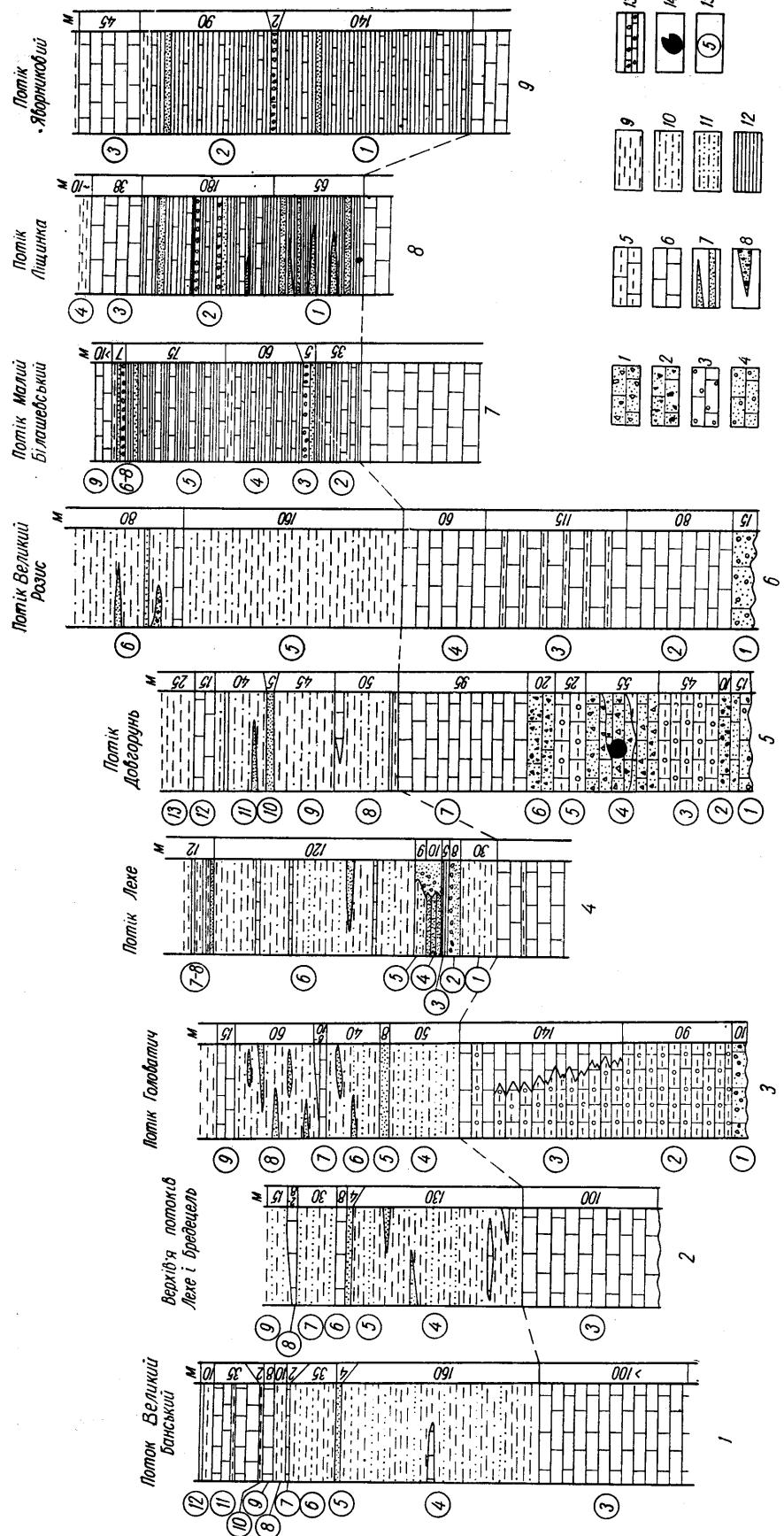


Рис. 2. Стратиграфічні розрізи верхньоюрських відкладів чохла.

Важливо: 1 — грубоверсткуваті конгломератовидні; 2 — з більш дрібним, первоствуваті піщаники з галькою; 3 — дуже тонкі з галькою переходять у пісковики; 5 — піщаники з рідкого галькою; 6 — слабо піщанисті з прорешками глиннисто-фільтрових сланців; 7 — лінзни та проверстки олігоміктових пісковиков; 8 — лінзни гравелітів і конгломератів; 9 — фільтрові, глиннисто-фільтрові та глиннисті сланці; 10 — фільтровані сланці; 11 — чергування пісковиков і сланців; 12 — аргіліти, аргіллові сланці та алевроліти; 13 — вапнякові конгломерати й конгломерати породи; 14 — місце збору фауни; 15 — місце збору пачки.

(колонка 7). Тут спостерігається поступовий перехід довгорунських карбонатів у білашевські утворення.

Подібну будову товща має у потоці Ліщинка (колонка 8). Проте її розріз там відрізняється: більшою потужністю (на 45—60 м) базальної пачки 2, що є наслідком заміщення нижчезаллягаючих карбонатів арглітами; зростанням ролі проверстків вапняків і пісковиків у низах; наявністю двох проверстків конгломератоподібних.

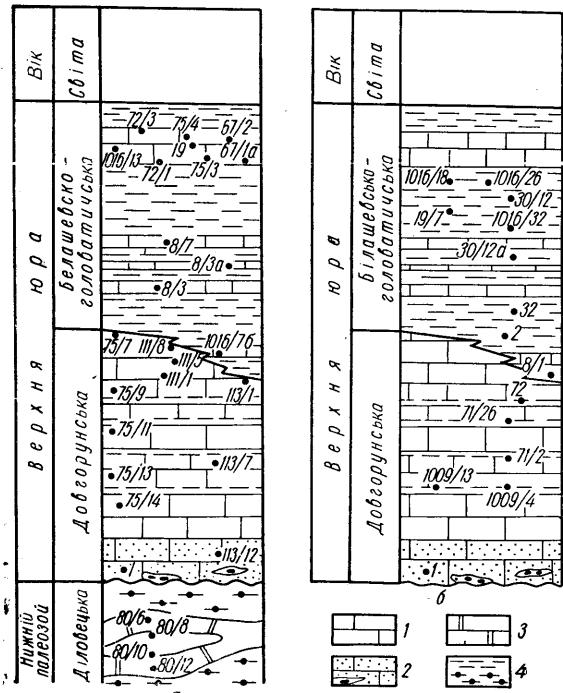


Рис. 3. Схема вертикального розподілу проб, відібраних для визначення ізотопного складу вуглецю
(а) та абсолютного віку (б).
1 — вапняки; 2 — піщані вапняки та вапнякові пісковики; з лінзами гравелітів і конгломератів; 3 — мармури; 4 — різноманітні сланці.

гідротермальними продуктами, осадочні відміни перетворюються в метаморфічні породи, а вапняки, які складають горизонт до 50 м, дуже, але нерівномірно перекристалізовуються.

Таким чином, у верхах докрейдового чохла картуються дві товщи. Перша складена переважно карбонатно-глинистими осадками, друга — типовими метаморфічними утвореннями, які найбільш повно представлені в басейні потоку Головатич. Між породами обох товщ встановлені в деяких місцях (потоки Малий Білашевський, Яврниковий) швидкі, але поступові переходи. Ця обставина, а також аналогічний характер взаємовідношень їх з підстелюючими вапняками (золягають з поступовим переходом і по простяганню фациально заміщую один одній), схожість обох товщ за внутрішньою будовою (зростання ролі карбонатного матеріалу і зменшення теригенного до верхів розрізів), наявність у товщі філітів реліктових ділянок неметаморфізованих порід, близькі потужності і, нарешті, ідентичні положення філітових і «білашевських» утворень у складчастих структурах — все це дає підставу розглядати ці товщі як єдиний стратиграфічний підрозділ — білашевсько-головатицьку світу (назва була запропонована А. К. Бойком).

Ще одним підтвердженням належності білашевсько-головатицької світи, а також підстелюючих карбонатів довгорунської світи до мезозойської покрівлі масиву є відмінний ізотопний склад вуглецю в їх вапняках і мармурах фундаменту (рис. 3, табл. 1). Ця робота була виконана співробітником ІГН АН УРСР Г. П. Мамчуром. Як видно з табл. 1, для карбонатвміщуючих порід верхньої юри значення δC^{13} варіюють у межах від

Таблиця 1

Ізотопний склад вуглецю карбонатвміщуючих порід верхньої юри та нижнього палеозою

Номер проби	Назва породи	Місце взяття	δC^{13}	
			1969 р.	1970 р.
67/2	Вапняк	Потік Великий Банський	-0,1	+0,1
67/1a	»	Те ж	-0,2	0,0
1016/13	»	Потік Малий Білашевський	Не визн.	+0,1
19	Вапнистий пісковик	Потік Головатич	-0,3	-0,1
72/3	Вапняк	» »	-0,3	-0,1
72/1	»	» »	-0,3	-0,1
75/4	»	Потік Довгорунь	+0,1	+0,2
75/3	»	» »	-0,1	+0,1
1016/76	»	Потік Ліщинка	Не визн.	-0,1
8/7	»	Потік Малий Білашевський	-0,1	+0,1
8/3a	»	Те ж	-0,1	+0,1
8/3	»	» »	+0,2	+0,4
113/1	»	Потік Великий Розис	-0,2	0,0
113/7	»	Те ж	-0,2	0,0
111/8	»	Потік Бредецель	-0,2	0,0
111/5	»	» »	-0,1	+0,1
111/1	»	» »	-0,2	+0,2
75/7	»	Потік Довгорунь	-0,1	+0,1
75/9	»	» »	-0,3	-0,1
75/11	»	» »	-0,1	+0,1
75/13	»	» »	-0,3	-0,1
75/14	»	» »	+0,1	+0,3
113/12	Вапнистий пісковик	Потік Великий Розис	-0,2	0,0
1	» »	Потік Довгорунь	+0,2	+0,4
80/6	Мармур	Діловецький кар'єр	-0,5	-0,3
80/8	»	» »	-0,4	-0,2
80/10	»	» »	-0,4	-0,2
80/12	»	» »	-0,6	-0,4

Примітка. Для аналізу співвідношення ізотопного складу в різновікових породах прийнято дані 1970 р. Проби 8/3, 75/14, 1 відібрані поблизу зон розривних порушень.

+0,2 до -0,1, і тільки в дуже динамометаморфізованих різновидах відзначається збагачення більш важким ізотопом вуглецю — від +0,3 до +0,4. Перекристалізовані вапняки основи, в свою чергу, характеризуються значеннями δC^{13} від -0,2 до -0,4.

Текстурно-структурні особливості порід світи і перш за все спостереження над формою, взаємовідношеннями і просторовим орієнтуванням зерен дали можливість віднести їх до одного з трьох типів порід — осадочного, переходного і метаморфічного, які відрізняються один від одного мінеральним і структурним перетворенням вихідної речовини.

Всі осадочні породи виявляють більш або менш чіткі ознаки епігенетичних перетворень. Останні з найбільшою інтенсивністю і повнотою проявилися в породах, які цілком складені уламковим матеріалом або збагачені ним. У пісках, gravelітах, які мають карбонатний і глинисто-карбонатний цемент, піщаних вапняках процеси епігенезу фіксуються регенераційними облямівками на кластичних зернах кварцу і польового шпату, контактами конформного типу, альбітизацією і серіцитизацією уламків plagioklазу, новоутвореними кристалами альбіту і кварцу, мікростилолітизацією вапняків (рис. 4—7). Крім того, широкого розвитку набуло явище часткової рекристалізації первинного карбонату кальцію,

яке контролюється кількістю теригенного матеріалу, органічної та глинистої речовини, а також сполуками заліза. Наслідком цього є утворення псевдоуламкових структур і вторинної верствуватості у вапняках, плямистість карбонатного цементу в гравелітах і конгломератах. Розкристалізація седиментогенного карбонату кальцію призвела до активного кородування кальцитом алотигенних і аутигенних мінералів (рис. 4, 5).

У меншій мірі змінені глинисті породи — аргіліти й аргілітові сланці. Мінеральні новоутворення в них представлені найдрібнішими зернами

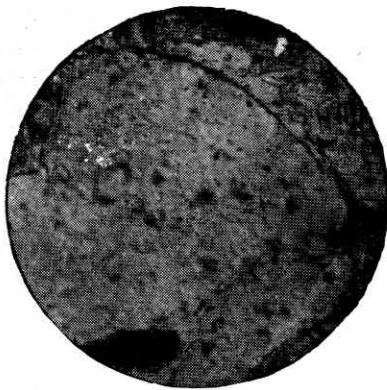


Рис. 4. Регенераційна кайомка кварцу і теригенний кварц, кородовані кальцитом. Піщаний вапняк (шл. 1016/5, зб. 60, ніколі +).

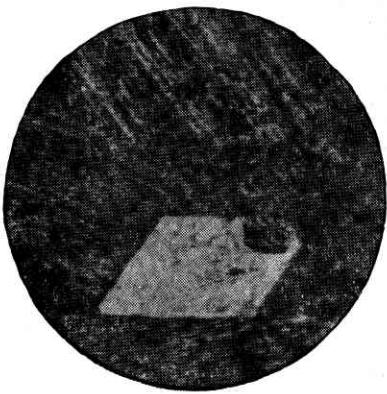


Рис. 5. Аутигенний альбіт, який частково заміщується карбонатом кальцію. Алевропіщанистий вапняк (шл. 1016/1 м, зб. 120, ніколі +).

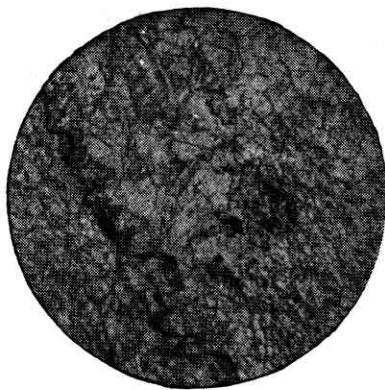


Рис. 6. Мікроспілітова поверхня розчленення на контакті нерівномірнозернистих верств вапняку (шл. 1016/13 м, зб. 27), ніколі ||).

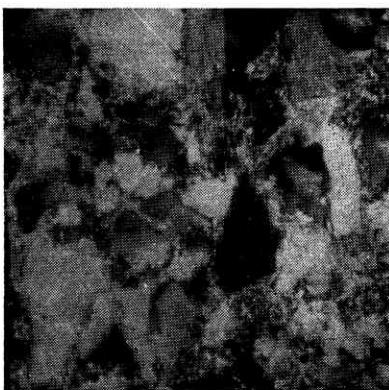


Рис. 7. Конформний контакт між зернами кварцу й лепідобластова структура цементу. Кварцовий пісковик (шл. 1016/28, зб. 27, ніколі +).

серициту, хлориту, кальциту, подекуди альбіту й кварцу. Перераховані мінерали іноді концентруються біля поодиноких алевритових уламків і також утворюють переривчасті тонкі лінзи.

При наближенні до тектонічних зон епігенетично перетворені породи зазнають більш значних змін. Проте такі відміни ще цілком не втратили рис материнських утворень, але вже чітко відрізняються від них за текстурою, структурою, мінеральним складом. Так, для карбонатів ці перетворення встановлюються перш за все за «плямистими» пластичними структурами (обумовлені вибірковою перекристалізацією та розростанням зерен кальциту), за кородуванням новоутвореним карбонатом основної більш дрібнозернистої маси, за глибоким заміщенням ним кла-

стогенних (крім мусковіту, апатиту, турмаліну, циркону) та аутигенних мінералів, концентрацією сполук заліза й глинистих часток на контактах ділянок, різних щодо ступеня перекристалізації, появою більшої кількості серициту й хлориту в глинистих проверстках.

У пісковиках за цих умов широко проявлений процес розкристалізації цементуючої речовини. Замість цементу утворюється лепідобраштовий хлорит-серицитовий або лепідограноблаштовий серицит-кварцовий агрегати, що інтенсивно заміщують зерна кварцу та польового шпату (рис. 7, 8).

Речовина пелітових порід перехідного типу змінена більш нерівномірно. Вони на 50—70% заміщаються найдрібнішими пластинками серициту й хлориту, розміщеннями паралельно одна одній. Аргіліти та їх сланці перетворюються у



Рис. 8. Фестончаста форма корозії кварцу серицитом. Пісковик (шл. 1016/28, зб. 120, ніколі +).

глинисті й глинисто-філітові сланці, у складі яких часто відмічаються скupчення метаморфогенного кварцу й альбіту.

Утворення перехідного типу звичайно зустрічаються у вигляді невеликих «ксенолітів» серед метаморфічних порід. Тільки в поодиноких мі-

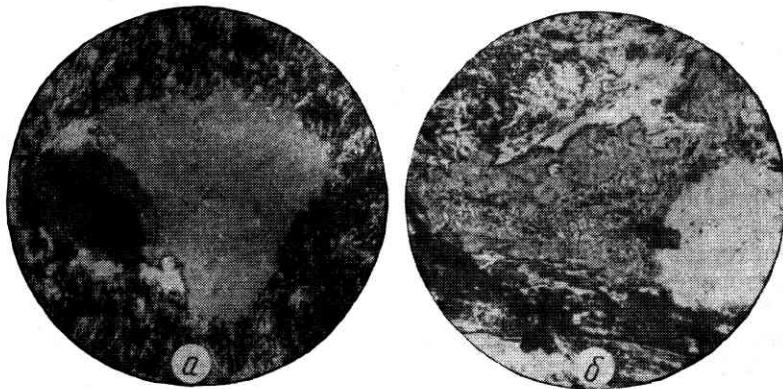


Рис. 9. Конформний тип спряження реліктових уламкових зерен кварцу (а) та кварцу і польового шпату (б).

а — кварц-серицитовий філіт (шл. 44/1, зб. 60, ніколі +); б — альбіт-серицит-кварцовий філіт, зерно плагіоклазу (темне) заміщається слюдою (шл. 110/5, зб. 60, ніколі +).

сцях району (низов'я потоку Заставний, середня течія потоку Великий Розис, верхів'я потоку Малий Білашевський) вони займають порівняно великі площини, що дозволяє простежити заміщення їх низькотемпературними метаморфічними відмінами. Особливо показова в цьому відношенні ділянка потоку Малий Білашевський. Вона обмежена різновіковими розломами і пересікається зонами розсланнювання. При наближенні до розломів, особливо до тектонічної зони у верхів'ї потоку (в наш час передкрита поверхнею підкідо-здвигу), спостерігається перетворення аргілітів, алевролітів і піщано-глинистих вапняків через перехідні їх різновиди у строкатозабарвлени серицитові й хлорит-серицитові філіти і мусковіт-серицитові з домішкою кварцу й альбіту філітовидні сланці. Філіти і

сланці зовсім не відрізняються від метаморфічних порід, які складають білашевсько-головатичську світу на інших ділянках.

У зонах розсланцовування, в яких гідротермальні продукти не зустрічаються, заміщення осадочних порід через їх проміжні відміни метаморфічними не відбувається або проявлено в менших масштабах. Найбільш звичайні утворення тут — представники перехідного типу.

Основними різновидами порід метаморфічного ряду є філітові та філітовидні сланці. Вони характеризуються одноманітним мінеральним

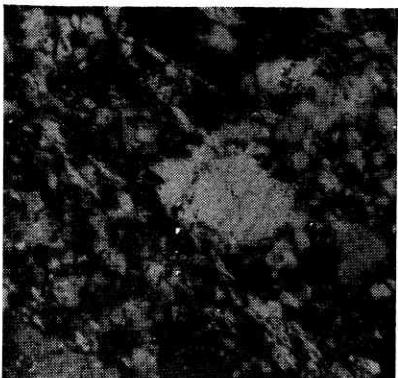


Рис. 10. Релікти регенераційної кайомки навколо уламкового зерна польового шпату в хлорит-серіцит-кварцовому філіті (шл. 30/2, зб. 120, ніколі +).



Рис. 11. Зростання уламкових зерен плягіоклазу паралельно сланцоватості. Кварц-серіцитовий філітовидний сланець (шл. 13/6, зб. 100, ніколі +).

складом і відрізняються за структурними особливостями, кількісними співвідношеннями породоутворюючих мінералів, за вмістом теригенного матеріалу та його роллю у складі основної тканини.

У будові описуваних утворень велика роль належить кварцу та плягіоклазу. Ті та інші мінерали зустрічаються у вигляді «вкраїплеників» з чітко вираженими рисами теригенного генезису та у вигляді дрібних, звичайно ізометричних зерен, які входять до складу основної тканини.

Кластогенні компоненти мають ознаки первісної епігенетичної стадії перетворення. Це підтверджується конформним характером спряження мінералогічно однорідних і різномірних уламків, реліктовими регенераційними облямівками (рис. 9, 10). В останньому випадку між власне піщинкою і новоутвореною оболонкою спостерігається переривчаста смужка серіциту або серіциту й хлориту. Однак найчастіше вона відсутня, тому неможливо відрізнити метаморфогенний мінерал від кластогенного.

У серіцитових сланцях часто зустрічаються зерна плягіоклазу, які мають видовжено-клиноподібну форму та форму язика полум'я. Та ї інша обумовлені розростанням уламків паралельно сланцоватості (рис. 11) і тільки іноді є результатом заміщення польового шпату серіцитом основної тканини.

Калішпат у розглядуваних породах дуже рідкий і виявлений в поодиноких відмінах. Найбільш імовірно, що його незначна (до 0,5—1%) кількість в деяких породах світи пов'язана, по-перше, з невисоким вмістом даного мінералу в утвореннях фундаменту, по-друге, обумовлена дальнім інтенсивним заміщенням його альбітом, яке, наприклад, в широких масштабах відмічається для «первинних» мікроклінів гнейсо-гранітів менчульського типу.

Дуже характерним компонентом метаморфізованих відкладів верхньої юри є серіцит (місцями мусковіт) і хлорит. Обидва мінерали в деяких різновидах утворюють тісно зрошені агрегати тонких пластинок, ін-

ді в основній тканині спостерігається перевага одного мінералу над іншим. Проте найбільш поширені слюди. Поодинокі лусочки її, як і скучення їх, звичайно орієнтовані паралельно до площини сланцюватості. Великі пластинки слюди — мусковіту — зустрічаються часто. Вони утворилися за рахунок розростання і наступного злиття в єдине зерно оптично аналогічно орієнтованих дрібних лусочек серициту основної тканини. Інтенсивне зростання мусковіту відбувається у крилах і замках мікрокладок, особливо біля кварцових жил і мікропрожилків.

Отже, виявлені структурні та мінералогічні особливості порід білашевсько-головатичної світи, подібних до утворень довгорунської світи, дають підставу виділити дві стадії перетворення їх первинної осадочної речовини.

У першу стадію, яку за ступенем перекристалізації материнських осадків можна порівняти із зміною відкладів при глибинному епігенезі, літологічно різnotипні утворення верхньої юри були змінені в цілому слабо, але з різною інтенсивністю і повнотою. Термодинамічні умови, що існували, забезпечили більш енергійне протікання процесів розчинення і зростання нових мінералів у теригенних відмінах, ніж у глинистих. Кінцевим результатом цих процесів стала часткова перебудова первісної структури.

Особливий інтерес являють конформно-регенераційні структури, які відмічені в уламкових або збагачених кластогенним матеріалом верхньо-юрських породах усіх типів. Виникнення таких структур у відкладах платформенных і геосинклінальних областей прийнято пояснювати процесами рекристалізації, викликаними статичним тиском потужних (не менше 800—1000 м) товщ [6, 7, 8, 14]. Проте загальновідомо, що на території північно-західного масиву, починаючи з нижньої крейди, нагромадження осадків такої потужності не відбувалося. Післяюорський етап геологічної історії цієї частини масиву характеризувався існуванням тривалих перерв в осадконагромадженні. Саме вони перешкоджали не тільки зростанню загальної величини статичного навантаження, а й пе-ріодично на тривалий час припиняли, можливо, процеси постседиментаційного перетворення, які почалися. Тому природно припустити, що явища розчинення і регенерації уламкових зерен, які фіксуються в породах білашевсько-головатичної світи, потрібно пов'язувати не зі статичним навантаженням, а з тиском іншого типу. Таким тиском, під впливом якого виникли умови, близькі до обстановки перетворення речовини при глибинному епігенезі, став тиск стресового типу.

Реакції перетворення порід у другій стадії протікали при зовсім іншій термодинамічній обстановці. Вона обумовила значну розкристалізацію і перерозподіл речовини вихідних утворень, неомінералізацію, виникнення нових взаємовідношень між мінеральними компонентами та набування мінералами закономірного просторового орієнтування. Характерною особливістю цієї стадії є те, що глибокими змінами охоплюється як пелітоморфний, так і кластогенний матеріал. Глиниста речовина перетворюється в лепідобластовий агрегат зерен слюди й хлориту або серициту, на фоні якого зростають порфіробласти мусковіту й хлориту. Дрібно-уламковий матеріал, представлений кварцом і польовим шпатом, частково перетворюється у мікрозернистий агрегат, частково перевідкладається на поверхні більш крупних індивідів. Зміна великих уламків фіксується за різко вираженим напрямленням їх зростанням, виникненням контрастної зубчастої поверхні зчленування між зернами, грануляцією кварцу в периферійній частині уламків, альбітизацією плагіоклазів та їх заміщенням слюдою. У кінцевому підсумку в результаті цих процесів були майже повністю стерті ознаки осадочних утворень і сформовані породи з якісно іншими мінеральними парагенезисами, структурами й текстурами. Такими найбільш поширеними є стійкими мінеральними асоціаціями є (від більше розвинутих мінералів до менше): у філітах —

серицит + хлорит, серицит + кварц + альбіт, кварц + серицит (мусковіт) + альбіт + хлорит, у філітоподібних сланцях — кварц + серицит + альбіт, кварц + альбіт + серицит (мусковіт), рідко серицит + кварц + альбіт + хлорит.

Перераховані угруповання мінералів указують на схожість метаморфізованих відкладів верхньої юри з утвореннями, які сформовані в умовах фазії зелених сланців, її найбільш низькотемпературної субфації — кварц-альбіт-мусковіт-хлоритової [12].

Встановлені стадії перетворення проявилися майже одночасно і являють собою початкову і кінцеву стадії единого верхньоюрського етапу прогресивного метаморфізму осадків довгорунської та білашевсько-головатичської світ. Цей висновок ґрунтуються на результатах радіологічних досліджень (рис. 3, табл. 2), проведених в лабораторіях Львівського університету та ІГФМ АН УРСР. Як видно з табл. 2, цифри віку для епігенетично змінених осадочних, переходічних і метаморфічних порід розглядуваних підрозділів коливаються в межах 140—150 млн. років, тобто відповідають пізньоюрському часу (визначення 1—8). Два середньоюрських значення віку — 168 ± 8 та 165 млн. років, — одержані, відповідно, для дуже слюдистих аргіліту (зр. 2) й алевроліту (зр. 1009/13), заниженні через наявність у їх складі перевідкладеної слюди з більш давніх товщ чохла і фундаменту.

Наймолодший вік — 100—130 млн. років — установлений за мусковітвміщуючими slabokataklazованими філітами (зразки 30/12, 30/12a, 72) та за хлорит-серіцитовими глинисто-філітовими сланцями (зр. 1016/32, 71/26). Вони свідчать, що в нижньокрейдовий час утворення верхньої юри були подекуди динамометаморфізовані. Катастичний метаморфізм призвів на ділянках, які безпосередньо прилягають до тектонічних зон, до перетворення осадочних порід у різновиди переходічного типу (проби на абсолютний вік відібрані в 50—150 м від зон розсланцовування), а в метаморфічних сланцях — до широкого зростання мусковіту.

Утворення нижньокрейдових глинисто-філітових сланців за рахунок епігенетично змінених різновидів порід верхньої юри говорить про те, що процеси мінерального й структурного перетворення в обох випадках були викликані причинами одного порядку. Проте масштабність цих процесів була дуже різною. В нижньокрейдову епоху вони мали різко виражений вузьколокальний характер, у верхньоюрський час проявилися на великих площах, але нерівномірно. Наслідком цього і стала наявність на однакових стратиграфічних рівнях розрізу пізньої юри різко нерівномірно постседиментаційно змінених порід. Такий метаморфізм не можна класифікувати як регіональний. Своєрідний характер його прояву потрібно пов'язувати з глибовими дислокаціями в кінці середньомезозойського часу на фоні загального підняття масиву. Згідно із зібраними даними, в цей період потрібно розрізняти два трохи віддалених у часі спалахи тектонічної активізації, з яких останній призвів до майже повного перетворення осадочних товщ на метаморфічні. На цьому етапі геологічного розвитку під впливом значного направленого тиску виникає анізотропія зростання мінералів і формуються кристалобластичні структури. Джерелом теплої енергії, яка забезпечує повноту завершення хімічних реакцій перетворення, на багатьох ділянках потрібно визнати гідротермальні розчини. Своїм походженням вони, імовірно, зобов'язані генетичному чи парагенетичному зв'язку з магматичними розплавами, які в пізній юрі проникали по глибинних структурах в область зчленування Мармарощинської зони з суміжними тектонічними одиницями [3, 9]. Проте на ділянках, де продукти гідротермальної діяльності не виявлені або майже не зустрічаються, пояснення локального характеру метаморфізму тільки високими значеннями стресу зустрічає певні труднощі. Імовірно, що в таких випадках необхідна для метаморфічних реакцій температура була створена

Таблиця 2

Результати визначення абсолютноного віку порід верхньої юри

Номер ви- значення	Номер проби	Місце взяття проб	Порода, мінерал	K, %	Ar^{40} , $\frac{\varepsilon/\varepsilon \cdot 10^{-7}}{\varepsilon_0/\varepsilon \cdot 10^{-9}}$	Вік, млн. років	Автор, рік
1	1016/18	Потік Малий Білашевський	Серпіттовий філіт	2,50	0,249	142	Б. Б. Зайдіс, 1970
2	1016/26	Те ж	Серпіттовий глинисто-філіто- вий сланець	2,52	0,267	147	Те ж
3	19/7	Потік Головатиць	Серпіттовий філіт	3,52	*35,03	142±9	Г. Х. Чеджемов, 1968
4	32	Потік Яврниковий	»	3,80	0,390	148	Б. Б. Зайдіс, 1970
5	8/1	Потік Малий Білашевський	Серпіттовий глинисто-філіто- вий сланець	2,58	*25,56	140±8	Г. Х. Чеджемов, 1968
6	71/2	Потік Заставний	Аргілловий сланець	2,50	0,231	140	Б. Б. Зайдіс, 1970
7	1009/4	Потік Великий Розис	Аргіліт	3,00	0,320	150	Те ж
8	1	Потік Довгоручъ	Серпіт (легка фракція 0,01 з вапняку)	4,65	0,448	150	» »
9	2	»	Аргіліт	2,56	*30,58	168±8	Г. Х. Чеджемов, 1968
10	1009/13	Потік Великий Розис	Серпіттовий алевроліт	1,02	0,117	165	Б. Б. Зайдіс, 1970
11	30/12	Потік Білий	Катаклазованій мусковітвмі- щуючий філіт	3,12	*25,73	118±13	Г. Х. Чеджемов, 1968
12	30/12а	»	Те ж	3,12	*27,79	126±6	Те ж
13	1016/32	Потік Малий Білашевський	Глинисто-філітовий сланець	2,50	0,213	123	Б. Б. Зайдіс, 1970
14	71/26	Потік Заставний	Те ж	1,95	0,178	130	Те ж
15	72	»	Катаклазованій мусковітний філіт	4,25	0,284	100	» »

тепловим потоком. Останній надходив у покрівлю масиву по своєрідних каналах, які мали зв'язок із структурами глибинного закладення. Такою структурою, яка виконувала роль «теплоцентралі», у нашому районі став Закарпатський глибинний розлом [3].

ЛІТЕРАТУРА

1. Бойко А. К.—Изв. ВУЗов, «Геология и разведка», 1965, 4.
2. Бойко А. К., Чеджемов Г. Х., Цьонь О. В.—Вестник Львовск. ун-та, сер. геол., 1966, 4.
3. Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. «Недра», 1968.
4. Кривін А. Л.—Геологічний журнал АН УРСР, 1960, 20, 1.
5. Кривин А. Л.—Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1961, 7, 8.
6. Копелиович А. В.—ДАН СССР, 1958, 119, 2.
7. Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. Труды АН СССР, вып. 121. «Наука», 1965.
8. Коссовская А. Г., Шутов В. Д.—В кн.: Методы изучения осадочных пород, 1. Госгеолтехиздат, 1957.
9. Ломизе М. Г.—Вестник МГУ, 1968, 6.
10. Славин В. И. Триасовые и юрские отложения Восточных Карпат и Паннонского срединного массива. Госгеолтехиздат, 1963.
11. Славин В. И., Добрынина В. Я., Ефимова Н. А. Новые данные о юрских отложениях Советских Карпат. Материалы КБГА, VIII конгресс, 1967.
12. Тернер Ф., Ферхуген Д. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
13. Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В. Раховский кристаллический массив. Изд. АН УССР, 1957.
14. Шутов В. Д.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 1960, 35, 6.

Львівський держуніверситет,
Інститут геохімії
і фізики мінералів АН УРСР

Стаття надійшла
29.V 1970 р.