

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА**

УДК 551.21 + 551.243.8(477.87)

На правах рукопису

Василенко Андрій Юрійович

**НЕОГЕНОВИЙ МАГМАТИЗМ В СИСТЕМІ ЗАКАРПАТСЬКОГО
ГЛИБИННОГО РОЗЛОМУ**

Спеціальність — 04.00.01 — загальна та регіональна геологія

Дисертація

на здобуття наукового ступеня

кандидата геологічних наук

Науковий керівник:

Шевчук Віктор Васильович

доктор геолого-мінералогічних
наук, професор

Київ — 2016

ЗМІСТ

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ.....	4
ВСТУП.....	5
РОЗДІЛ 1. ОГЛЯД ГЕОЛОГІЧНОЇ ВИВЧЕНОСТІ ВУЛКАНІЗМУ	
ЗАКАРПАТТЯ.....	11
1.1. Огляд і аналіз раніше виконаних досліджень.....	11
1.2. Сучасні погляди на походження неогенового магматизму Закарпаття.....	22
РОЗДІЛ 2. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ І ЗАКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ ТА ОСНОВНІ РИСИ НЕОГЕНОВОГО МАГМАТИЗМУ	
ЗАКАРПАТТЯ.....	28
2.1. Геологічна будова та розвиток Українських Карпат.....	28
2.2. Особливості геологічної будови Закарпатського прогину.....	42
2.3. Циклічність вивержень неогенового вулканізму Закарпаття та виділення комплексів вулканічних порід.....	65
РОЗДІЛ 3. ГЕОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ВУЛКАНІТІВ	
ВИГОРЛАТ-ГУТИНСЬКОГО ПАСМА.....	71
3.1. Загальна мінералого-петрографічна і петрогеохімічна характеристики.....	71
3.2. Фізичні властивості вулканічних порід.....	82
РОЗДІЛ 4. СИСТЕМА ЗАКАРПАТСЬКОГО ГЛИБИННОГО	
РОЗЛОМУ.....	95
4.1. Уявлення про будову та роль розлому у тектонічній еволюції регіону.....	95
4.2. Різновікові структурні парагенезиси Закарпатського глибинного розлому.....	108
4.3. Динамо-кінематичні реконструкції син- та постмагматичних стадій розвитку Закарпатського глибинного розлому.....	133

РОЗДІЛ 5. ЗВ'ЯЗОК НЕОГЕНОВОГО МАГМАТИЗМУ	
ЗАКАРПАТТЯ З СИСТЕМОЮ ЗАКАРПАТСЬКОГО	
ГЛИБИННОГО РОЗЛОМУ ТА ІНШИМИ ДИЗ'ЮНКТИВАМИ.....	140
5.1. Геолого-структурна позиція неогенових вулканітів	
Закарпаття.....	140
5.2. Механізм формування Вигорлат-Гутинського пасма.....	144
5.3. Нова динамо-кінематична схема неогенового вулканізму	
Закарпаття та її аргументація.....	147
ВИСНОВКИ.....	151
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	154

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ

- Аз. пад.— азимут падіння;
Аз. прост. — азимут простягання;
ВГП — Вигорлат-Гутинське пасмо;
ГСЗ — Глибинне сейсмічне зондування;
ЗГР — Закарпатський глибинний розлом;
ЗЭП — Західноєвропейська платформа;
ІМП — Індуктивні магнітні параметри;
КМЗХ — Кореляційний метод заломлених хвиль;
ЛТТ — Лінія Тессейра-Торнквіста;
ОР — Оашський розлом;
СЭП — Східноєвропейська платформа;
СЗ — Солотвинська западина;
ЧМЗ — Чоп-Мукачівська западина.

ВСТУП

Актуальність теми. Неогеновий магматизм Закарпаття не раз використовувався дослідниками в контексті аргументації різних моделей тектонічної еволюції Панкардії. Часто подібні моделі заперечували одна одну, що обумовило різні погляди на його походження. Наразі у формуванні і розміщенні магматичних утворень Закарпатського прогину є практично загально визнаною роль крупних розломів. Однак суміщення магматичних центрів Закарпаття з крупними, в тому числі і глибинними розломами, є лише частковим. Більшість вулканітів пов'язані лише з регіональними розломами, або взагалі не пов'язані з крупними розривними порушеннями. Така неоднозначність повною мірою стосується і Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма, що контролюється зоною Закарпатського глибинного розлому. Таким чином, актуальність даного дослідження обумовлюється дискусійністю мезокайнозойської історії Панкардії та, як наслідок, механізму виникнення неогенового магматизму Закарпаття.

Дослідження неогенового магматизму Закарпаття має не лише теоретичне, а і практичне значення. Базуючись на теоретичних уявленнях стосовно розвитку магматичних процесів в умовах розтягу та декомпресії, тектонічна позиція магматитів використовується для з'ясування палеотектонічних полів напружень та кінематики переміщень в розломних системах, а розуміння напружено-деформаційного стану в свою чергу сприяє коректному прогнозуванню розвитку рудно-магматичних систем у часі та просторі. З існуючого взаємозв'язку між цікавими в промисловому відношенні свинцево-цинковим, телуро-вісмутовим та ртутним зруденіннями і неогеновим магматизмом впливає необхідність з'ясування тектонічного контролю за розвитком неогенового магматизму Закарпаття.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Результати досліджень увійшли в держбюджетну тему «Петрогеохімічні та петрофізичні особливості пізньокайнозойських вулканітів центральної частини Альпійського покривно-складчастого поясу (Східні Карпати, Кавказ) як

показник функціонування магматичних вогнищ в різних районах прояву вулканізму» ННІ "Інститут геології" Київського національного університету імені Тараса Шевченка (№ держреєстрації 0114U003478).

Мета і задачі досліджень. Метою досліджень було з'ясування зв'язку неогенового магматизму із системою Закарпатського глибинного розлому та динамо-кінематичних умов його розвитку.

В процесі роботи вирішувались наступні задачі:

- дослідження взаємного розташування утворених в неогені магматичних центрів та основних тектонічних порушень Закарпаття;
- виділення стадій розвитку Закарпатського глибинного розлому, його сегментів та різновікових розривних парагенезисів;
- встановлення зв'язку між еволюцією зони Закарпатського глибинного розлому та формуванням Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма;
- реконструкція полів напружень пізніх стадій розвитку Закарпатського глибинного розлому.

Об'єкт досліджень. Система Закарпатського глибинного розлому та магматичні прояви Вигорлат-Гутинського пасма.

Предмет досліджень. Структурна еволюція Закарпатського глибинного розлому та тектонофізичні умови проявлення неогенового магматизму Закарпаття.

Методи досліджень. Під час виконання досліджень протягом двох польових сезонів були проведені польові роботи. За час проведення польових робіт були застосовані традиційні методи польових досліджень та здійснювалося вивчення вулканітів і вулканічних центрів Вигорлат-Гутинського пасма, а також різновікових структурних парагенезисів Закарпатського глибинного розлому. Вивчення тектонічних порушень різного масштабу проводилося із застосуванням структурно-парагенетичного аналізу. Реконструкція полів напружень для визначення особливостей пізніх стадій розвитку Закарпатського глибинного розлому здійснювалася із застосуванням методу аналізу розривних парагенезисів М.В. Гзовського. Також було

застосовано порівняльний аналіз при вивченні схем неогенового вулканізму Закарпаття, стратиграфії окремих елементів Закарпатського прогину і даних стосовно абсолютного віку магматичних порід, отриманих попередніми дослідниками шляхом використання калій-аргонового методу та вивчення палеонамагнічення порід.

Наукова новизна отриманих результатів:

- вперше виділено систему спряжених розривних структур довулканічного, синвулканічного та поствулканічного структурних парагенезисів в межах різних сегментів Закарпатського глибинного розлому;
- вперше реконструйовано правозсувний характер переміщень на пізньоколізійній стадії розвитку Закарпатського глибинного розлому;
- вперше аргументовано механізм контролю розташування вулканічних центрів в межах системи Закарпатського глибинного розлому структурами розтягу субмеридіонального простягання;
- дістала подальший розвиток динамо-кінематична схема неогенового вулканізму Закарпаття згідно якої формування вулканізму в межах Закарпаття обумовлювалося утворенням зони сколювання, обмеженої шовними зонами Закарпатського та Припаннонського розломів.

Практичне значення отриманих результатів. З'ясування палеотектонічних полів напружень та кінематики переміщень в розломних системах повсякчасно відбувається з використанням тектонічної позиції магматитів. В свою чергу, коректне прогнозування розвитку рудно-магматичних систем неможливе без розуміння тектонічного контролю напружено-деформаційного стану. Таким чином, враховуючи існуючий взаємозв'язок між цікавими в промисловому відношенні зруденіннями та неогеновим магматизмом, результати досліджень можуть бути використані при пошуках корисних копалин та експлуатації родовищ.

Особистий внесок здобувача в опубліковані зі співавторами наукові праці визначається таким чином. Здобувачем було проаналізовано та описано загальні особливості розломної тектоніки Закарпатського прогину; було

прийнято участь в виділенні та обґрунтуванні стадій розвитку Закарпатського глибинного розлому; було здійснено аналіз особливостей формування субмеридіональної ланки Вигорлат-Гутинського пасма; було описано струменевий характер шовної зони Закарпатського глибинного розлому, проведено інтерпретацію замірів тріщинуватості, що були здійснені за час польових робіт, а також наведено результати дослідження спорадичних тектонічних порушень по вулканічним породам Анталівського масиву Вигорлат-Гутинського пасма; було проаналізовано ознаки правосторонніх зсувних переміщень в межах зони Закарпатського глибинного розлому; було висвітлено роль Оашського розлому для формування Вигорлат-Гутинського пасма та динамо-кінематичної схеми розвитку неогенового вулканізму Закарпаття. Список опублікованих праць за темою роботи викладено в авторефераті даної дисертації. Всі основні результати та висновки, які винесені на захист, отримані здобувачем особисто.

Фактичний матеріал. При виконанні роботи було використано матеріали, отримані протягом спільних та індивідуальних польових робіт в межах Закарпатського прогину, Вигорлат-Гутинського пасма, шовної зони Закарпатського глибинного розлому та прилеглих територій. Також вихідними даними слугували матеріали попередніх дослідників стосовно геологічної будови, історії розвитку регіону та геодинамічних реконструкцій, які були опубліковані в монографіях і періодичних фахових виданнях та відображені у виробничих звітах. Зокрема до таких вихідних даних належать ряд геологічних та структурно-тектонічних карт західних областей України середнього і крупного масштабу, схеми неогенового вулканізму Закарпаття, регіональна стратиграфічна схема неогенових відкладів Закарпатського прогину, дані глибинного сейсмічного зондування за профілями Вишневець-Долина-Берегово, Чоп-Великий Бичків та PANCAKE, а також результати геохронометричних досліджень магматичних порід Закарпаття.

Апробація результатів дисертації. Результати досліджень були представлені на наступних конференціях: Міжнародна науково-практична

конференція "Континентальний неовулканізм Альпійської складчастої зони Східної Європи" — присвячена до 85-річчя з дня народження та 60-річчя трудової, наукової та педагогічної діяльності заслуженого професора Київського національного університету імені Тараса Шевченка М.І.Толстого (Україна, Київ, 4-5 березня 2013 р.); 4th International Students Geological Conference (Czech Republic, Brno, 19-21 April 2013); 5th International Students Geological Conference (Hungary, Budapest, 24-27 April 2014); Міжнародна наукова конференція "Географія та геологія у вищій школі: сучасний стан та проблеми" — до 80-річчя геолого-географічного факультету Одеського національного університету імені І.І. Мечникова (Україна, Одеса, 8-10 жовтня 2014 р.); XI Всеукраїнська науково-практична конференція "Сучасна геологічна наука і практика в дослідженнях студентів і молодих фахівців"(Україна, Кривий Ріг, 26-28 березня 2015 р.); Науково-практична конференція "Новітні проблеми геології" — присвячена до 100-річчя від Дня народження В.П. Макридіна (Україна, Харків, 21-23 травня 2015 р.).

Публікації. Основні наукові положення дисертації та результати досліджень опубліковано у 12 наукових публікаціях, з них: 5 статей у вітчизняних фахових виданнях та 1 в іноземному науковому виданні, 6 робіт опубліковано в матеріалах конференцій. Список публікацій за темою роботи викладено в авторефераті.

Структура і обсяг роботи. Дисертація складається з вступу, п'яти розділів і висновків (139 сторінок основного тексту), 43 рисунків та таблиць, списку використаних джерел із 247 найменувань на 26 сторінках. Загальний обсяг дисертаційної роботи складає 179 сторінок.

Подяки. Дисертаційна робота була виконана на кафедрі загальної та історичної геології ННІ "Інститут геології" Київського національного університету імені Тараса Шевченка під керівництвом д-ра геол.-мін. наук професора В.В. Шевчука, якому автор висловлює глибоку вдячність за постійну увагу, настанови та важливі зауваження при виконанні роботи. Автор щиро вдячний д-ру геол. наук професору О.М. Іванік та д-ру геол. наук професору

В.А. Михайлову за допомогу в організації роботи аспіранта. Важливі поради та підтримку надали геологи з різних українських геологічних організацій, зокрема, О.Т. Азімов, Л.В. Генералова, О.Б. Гінтов, О.М. Гнилко, З.М. Ляшкевич, А.Є. Мазко, Б.В. Мацьків, Л.В. Тустановська, Й.Й. Черепаня, Є.А. Черкез, М.В. Яремович. Всім названим геологам автор висловлює щирю подяку за надану допомогу та підтримку.

РОЗДІЛ 1. ОГЛЯД ГЕОЛОГІЧНОЇ ВИВЧЕНОСТІ ВУЛКАНІЗМУ ЗАКАРПАТТЯ

1.1. Огляд і аналіз раніше виконаних досліджень. Початок геологічного вивчення Карпатської складчастої області був покладений в першій половині ХІХст. дослідниками французької школи, які займалися вивченням геології Альпійської складчастої системи. Спочатку воно носило чисто описовий характер, але згодом виникли питання про генезис окремих тектонічних структур і всієї системи в цілому. Перша всеосяжна геологічна концепція — теорія геосинкліналей, яка пов'язана з іменами Дж. Холла, Дж. Дена, М. Бертрана, Е. Ога, Г. Штілле, Е. Аргана, А.Д. Архангельського, Н.С. Шатського та інших вчених, полягала в розгляді гірсько-складчастих споруд, подібних Альпам і Карпатам, як кінцевого результату «перетворення» геосинкліналей, тобто областей інтенсивного прогинання і накопичення потужних морських, нерідко глибоководних осадов у свою протилежність з утворенням складної складчастості внаслідок інверсії тектонічних рухів, обумовленої вертикальними підняттями підкорових мас. Ця концепція стала тією теоретичною основою, на якій базувалися всі роботи з тектоніки Карпат аж до другої половини ХХ ст.

Погляди дослідників на структуру Карпат та окремих її елементів з часом істотно різнилися. Зокрема варто відзначити тривалу дискусію представників московської школи геологів (А.А. Богданов, М.В. Муратов, В.І. Славін та ін.) з львівськими геологами, очолюваними О.С. Вяловим. Перші розглядали Карпати як великий антиклінорій з переважанням плікативних дислокацій [8, 148, 154], другі розвивали ідеї про покривну будову Карпат, які до цього розроблялися їх австрійськими та польськими колегами [22, 24, 26]. Особливо слід відзначити розробки австрійських геологів, спрямовані на реконструкцію загальної картини розвитку великої складчастої споруди Європи. Природно, що тоді більша увага приділялася саме утворенням альпійського віку. Подібний інтерес, з одного боку, визначався відкриттям в них нафтових і газових родовищ, а з іншого боку, дослідження були обмежені низьким рівнем бурової

техніки, ще більш відчутним на ділянках з вкрай складною геологічною та геоморфологічною ситуацією. Незважаючи на труднощі, австрійські, а потім польські геологи створили струнку і досить переконливу для свого часу концепцію покривної будови Альпійської складчастої споруди.

Основний принцип всіх схем — принцип фіксизму — довгий час залишався непорушним, однак у міру накопичення фактичного матеріалу ставало все важче пояснювати його з позицій класичної геосинклінальної теорії. Почалися пошуки альтернативних варіантів. Було запропоновано кілька гіпотез, в числі яких слід зазначити наступні: 1) ударно-вибухова [64], що інтерпретувала Паннонську западину як гігантський космогенний кратер, а навколишні її складчасті пояси як нагромадження викинутих з кратера гірських порід; 2) поліморфно-адвекційна [67], що зв'язує всі процеси утворення Карпатсько-Балкансько-Дінарської системи з виникненням в палеогені і подальшим розвитком мантійного астеноліта під Паннонською западиною; 3) гіпотеза фазових перетворень, що пояснює інтенсивне прогинання (обвалення) в альпійській області ущільненням в нижній частині кори внаслідок перетворення базальтів в її низах в еклогіти з подальшим їх відривом і зануренням в мантію, а складчастість — подальшим стисненням цієї стоншеної кори [159, 163, 164] 4) гіпотеза неомобілізму, яка пояснює будову і формування Карпат з позицій нової глобальної тектоніки [38, 40, 175, 181, 227, 234, 240]. Однією з робіт, що містять в найбільш повному вигляді перелік переваг і недоліків згаданих гіпотез, є робота С.С. Круглова із співавт. [29], де пояснюється розвиток Карпат з позицій концепції пульсуючої Землі. Проте і ця концепція містить дуже багато слабких положень, що показано в роботі О.Г. Сорохтіна [166]: неможливість пояснення безперервності розвитку Тихоокеанського рухомого пояса, нездатність пояснення процесів поступового формування великих платформних структур, епіплатформних орогенних поясів, природи і причинно-наслідкових зв'язків процесів тектогенезу і магматизму, неможливість трактування утворення океанських западин при існуючій кінематиці, неузгодженість механізмів астрономічного розвитку

Сонячної системи, невідповідність етапів трансресивно-регресивних циклів етапам тектогенеза і багато іншого. З урахуванням наведених заперечень і дана гіпотеза не може бути прийнята за основу при геодинамічних побудовах.

Таким чином, були апробовані найрізноманітніші геодинамічні моделі — від ультрафіксистських до ультрамобілістичних, і всі їх автори у своїх побудовах оперували, по суті, майже одним і тим же фактичним матеріалом, але з акцентом на різні його аспекти, в результаті чого ці моделі виявилися досить добре обґрунтованими з одного боку, але сильно уразливими і навіть неспроможними з інших сторін.

Особливостям речовинного складу магматичних порід Карпатського регіону присвячено багато робіт. Серед перших тематичних досліджень цих утворень слід виділити роботи Ф. Ріхтгофена [234], Ф. Крейца [217], С. Рудницького [146], в яких відображена в основному геоморфологічна будова молодих вулканітів Вигорлат-Гутинської гряди. Перші згадки про наявність міоценових вулканічних туфів в межах Солотвинської западини зустрічаються у Д.Н. Андрусова у зв'язку з виявленням тут вугленосних товщ. Детальний петрографічний опис мезозойських вулканітів Чивчинського масиву проведено Ю. Токарським, а геологічне положення вивчено З.Паздро та ін. Результати викладені в колективній праці авторів [230]. За структурно-мінералогічними ознаками В.О. Токарський виділив кілька типів порід — альбітові базальти, альбітові і баркевікові діабазы, об'єднавши їх під загальною назвою тешеніти. Пізніше В.С. Соболев і О.Н. Горбачовська [156], В.П. Костюк [73] відзначали, що насправді це звичайні діабазы, в яких іноді зустрічається темна рогова обманка, описана В.О. Токарським як баркевікит, а підвищена лужність пояснюється постмагматичними процесами, які призвели до інтенсивної альбітизації плагіоклазу в наслідок привносу натрію. Вивержені породи в загальному комплексі геологічних утворень масиву вивчалися М. Ксенжкєвічем і С. Соколовським [218].

Речовинний склад береговських вулканітів, а також метасоматичні процеси досліджувалися М. Кулгаєм [219]. Вулканологічними і

петрографічними дослідженнями в межах Чорної гори (Виноградівський район) займався А. Хеффер [212]. У його роботі наведено досить докладний опис андезитів цієї гори і андезитів сусідніх ділянок.

З 1945р. вивченням магматизму Східних Карпат займалися радянські геологи. Основна увага з самого початку було приділена дослідженню паннон-пліоценових вулканічних утворень Вигорлат-Гутинської гряди та Берегівського горбогір'я [160]. В.С. Соболев і С.М. Белякова [155], а пізніше В.А. Калюжний [65] вивчали серпентинізовані перидотити долин річок Велика і Мала Уголька.

У 1950-51 рр. Л.Н. Кудрін і В.А. Калюжний при вивченні геології Рахівського масиву у верхній течії потоку Берлебаш вперше виявили змінені процесами метаморфізму інтрузивні породи складу габро, а в південно-східній частині Рахівського масиву, у верхів'ї потоку Квасний, серед верхньо-юрського покриву основних ефузивів і їх туфів — інтрузії габро-діабазів і габро-лабрадоритів [79]. Автори відзначали, що в складі комплексу порід Рахівського масиву намічається ряд габрових порід від типово ефузивних (спліти, діабазу) через проміжні (габро-діабазу) до явно інтрузивних (габро-лабрадорити). На думку Л.Г. Ткачука і Д.В. Гуржія [178, 179], різні за віком вулканіти характеризують певний і досить довгий етап вулканізму, в якому виділяються пізньоюрські, ранньокрейдові і пізньокрейдові фази і поряд з ефузивною фацією виділяються гіпабіссальні інтрузії, представлені в основному діабазами і діабазовими порфіритами.

Необхідно відзначити роботи В.І. Славина [147—153] в яких він приділяє особливу увагу місцю і ролі магматичних процесів у розвитку Карпатського регіону.

Деякі відомості про гельветські туфи Передкарпаття можна знайти у Д.П. Бобровника [7], С.М. Кореневського [68], В.С. Соболева і О.Н. Горбачевської [156].

Кислі туфи олігоценного віку, що залягають у верхній менлітової світі Передкарпаття (Чивчинські туфи), були описані О.С. Вяловим [26]. Аналогічні

за складом туфи були виявлені Я.О. Кульчицьким [23] серед олігоценових відкладів Кросненської зони, на південь від с. Жаб'є (с. Верховина).

Петрографічний опис ліпаритів Берегівського горбогір'я приведено В.С. Соболевим та ін. [161]. Вперше визначена генетична природа алунітів як метасоматичних утворень [159]; вторинні мінерали в змінених породах описані Г.І. Смірновим [156].

З 1956 по 1960 р. тривали дослідження порід молоді Вигорлат-Гутинської гряди, а також більш давніх (допаннонських) вулканічних утворень, поширених у Закарпатському і Передкарпатському прогинах і частково на Східно-Європейській платформі. Вивчалися питання геологічної будови всього комплексу вулканічних порід, їх речовинний склад, власне петрографія вулканітів, що базуються на детальних хіміко-мінералогічних дослідженнях.

У 1958 році В.С. Соболев і В.П. Костюк [157] при вивченні неогенових вулканічних порід Закарпаття відзначили основні фази вулканізму, що відображають певну закономірність в послідовності вивержень — на початку кожної нової фази відбувалося виверження основних порід, в кінці — впровадження кислих диференціатів.

У 1959 році В.П. Костюк розглянув питання про вік неописаних раніше габроїдних порід Закарпаття [71] зокрема габро-діабазів і габро-порфіритів. Вивчені габроїди дуже схожі на молоді базальти району Бужора, що дає можливість пов'язувати їх появу з бужорською фазою карпатського вулканізму. В цей же час було розпочато роботу з вивчення допаннонського вулканізму Українських Карпат (В.П. Костюк [72], В.С. Соболев, В.П. Костюк [157]). У результаті вивчення речового складу туфів Закарпатського та Передкарпатського прогинів, а також Східно-Європейської платформи встановлений загальний зв'язок між окремими етапами вулканізму Закарпаття, зокрема і Східних Карпат взагалі.

Є.Ф. Малєєв [101—107] опублікував нові дані про послідовність розвитку вулканізму в Закарпатті та дав нову схему вулканізму. Цей автор вважає, що формування Вигорлат-Гутинської гряди відбувалося в три фази вулканізму —

перші дві відповідають заключним циклам геосинклінального режиму, а остання розвивалася в платформних умовах.

У 1957—1958 рр. були опубліковані статті Б.В. Мерліча і С.М. Спітківської, в яких описувалися експлозивні брекчієві дайки [115], розглядалося питання про вік гіпабіссальних інтрузій Вишківського району [116] і була наведена схема розвитку палеоген-неогенового вулканізму Українських Карпат [118]. Автори серед вулканічних утворень Закарпаття виділили п'ять фаз, віднесли малі інтрузії до самостійної фази, відокремленої в тектонічному і хронологічному відношенні. Вони вважали, що гіпабісальні інтрузії є давнішими утвореннями, ніж ефузиви гутинської і бужорської свіг.

При вивченні петрографії вулканічного комплексу хребта Оаш в Закарпатті Л.Г. Данилович вказала на можливість розрізняти лави III і IV фаз вулканізму по співвідношенню залізистого компонента в гіперстені [51], а також розглянула питання про послідовність вулканічних вивержень при формуванні хребта Оаш [56]. Вперше в районі дослідження вона виявила кислі вулканічні утворення, що завершали IV бужорську фазу вулканізму. Виявлення цих утворень служить істотним доповненням до загальної схеми розвитку вулканізму Східних Карпат.

На початку 1960-х рр. з'явилися узагальнюючі роботи по магматизму Карпат: В.П. Костюка [73], Є.Ф. Малеева [103], а також дисертаційні роботи Л.Г. Данилович [52] і С.М. Спітківської [167].

У монографії В.П. Костюка виділені і обґрунтовані два цикли магматизму у зв'язку з формуванням тектонічних структур: перший цикл — мезозойський — представлений породами офіолітової асоціації, другий — кайнозойський — складається з чотирьох фаз, кожна з яких починається виливом основних і закінчується виливом кислих лав. Автор наводить результати власних петрографо-мінералогічних і петрохімічних досліджень магматичних порід Східних Карпат від нижнього мезозою до верхнього пліоцену включно. На підставі ознайомлення з великим літературним матеріалом він дає

характеристику мезозойських офіолітових утворень Західних і Румунських Карпат.

Є.Ф. Малєєв детально розглянув три цикли вулканізму: геосинклінальний, орогенний і посторогенний. Ним виділено чотири фази орогенного вулканізму, характеризуються породи кожного циклу, їх петрохімічні і петрографічні особливості, розглядаються зв'язок метасоматичних процесів з вулканізмом і корисні копалини вулканічного походження.

У роботах Л.Г. Данилович і С.М. Співковської наводяться дані по морфології, петрології та хімічним складом окремих комплексів порід хребта Оаш, Березівського горбогір'я та ін.

Крейдові вулканічні утворення в південно-східній частині південного схилу Українських Карпат вивчав С.С. Круглов [76]. Він виділив дві зони їх зосередження: Південну — ультраосновних і основних порід, що простягаються з південного сходу на північний захід від гори Чивчин до басейнів річок Велика і Мала Уголька, і Північну —діабазів і базальтів, що проходить північніше Рахівського кристалічного масиву від гори Петрос через струм. Тростянець до річок Середня, Косівська і Мала Шопурка. На підставі взаємовідношень вулканічних утворень з вмещаючими породами, наявності включень осадових порід в магматичних, а також структурного положення вулканітів зроблено висновок про їх ранньокрейдовий вік.

Виходи мезозойських вулканогенних порід в районі гори Петрос були обстежені і описані М.А. Беєром, С.Л. Бизовою, М.Г. Ломізе [6] у зв'язку з їх положенням у структурі тектонічного покриву гори Петрос і Шибенського насуву в цілому. Вони припускали, що регіональний Шибенський насув успадковує більш ранні шовні структури на границі Шипотської і Рахівської зон, і вважали можливим існування розлому тривалого розвитку, який визначив в кінці пізньої юри лінійне розташування центрів основного вулканізму.

З другої половини 1960-х років дослідженнями мезозойського вулканізму (Східних Карпат і, зокрема, порід гіпербазитової формації займалися

М.Г. Ломізе і В.В. Плошко [89, 90, 92, 93, 94]. Виходи цих порід простежуються вздовж Головного Мармароського розлому і представлені серпентинітами, серпентинізованими лерцолітами. Автори розглянули питання петрографії, петрохімії гіпербазитів, умови їх залягання і зробили висновки про існування в минулому єдиного серпентинітового поясу, який простягався від р. Мала Уголька на півночі до гори Першані (Румунія) на півдні. Вік визначався як тріасовий або пізньоюрський. Передбачалося, що розміщення їх уздовж Мармароського розлому обумовлено лінійними підняттями в крейдовий час, які супроводжувалися переміщеннями гіпербазитів в алохтонні у вигляді протрузій.

М.Г. Ломізе встановлено два етапи прояву основного вулканізму в Східних Карпатах: в пізньоюрський і в пізньокрейдний час [89, 90]. Пізньоюрські вулканічні утворення об'єднані ним у осадово-вулканогенну чивчинську і вулканогенну тростянецьку світи. Їх виходи утворюють дві смуги, які протягуються вздовж південно-західного та північно-східного краю Рахівської зони, де в обстановці пожвавлення тектонічних рухів відкрився доступ глибинної базальтової магми, що утворила гряди вулканів. На другому етапі — в пізній крейді — відбувалося виверження андезитової і дацитової магм.

Вікову приналежність, положення в структурі магматичних порід Мармароської зони скель розглядав В.Г. Чернов [194], відзначаючи, що для мезозойського магматизму зони характерний яскраво виражений основний і ультраосновний склад магми і явна перевага інтрузивної діяльності над ефузивною. На його думку, всі магматичні утворення мезозою можна віднести до офіолітової формації, що характеризує початкову стадію геосинклінального розвитку. Формування офіолітової формації почалося з утворення ультрабазитів, а потім основних порід фації підвідних каналів і інтрузій.

У період з 1971 по 1981 р. можна виділити роботи Л.Г. Данилович по магматизму Східних Карпат, в яких розглянуто петрологічні і геохімічні аспекти мезозойського і неогенового вулканізму, їх роль та зв'язок з

геодинамікою регіону, а також значення для палеотектонічних реконструкцій з позицій тектоніки літосферних плит [55, 58, 59]. Нею було встановлено, що по геохімічним критеріям мезозойські магматичні утворення близькі до порід океанічних серій, які мають мантієне джерело магми, а це дозволяє вважати їх реліктами древньої океанічної кори і об'єднувати в офіолітову асоціацію.

У 1977 р. опублікована робота В.Г. Молякко, Ю.Л. Гасанова, І.М. Остафійчук, присвячена петрохімії, геохімії та генезису новітніх вулканітів Східних Карпат [134].

Перше узагальнення по ультраосновному магматизму було зроблено В.В. Плошко в монографії «Гіпербазити Карпато-Крымско-Кавказской складчатой системы» [141], де узагальнено фактичний матеріал багаторічного (1955—1985 рр.) вивчення геології і петрографії альпінотіпних гіпербазитів. Наведений матеріал поданий з позицій формаційного аналізу. Особливу увагу приділено геохімічному вивченню петрогенних і рідкісних елементів гіпербазитів, континентальні гіпербазити зіставлені з океанічними, а також з глибинними ксенолітами, отримана нова інформація про хімічний склад і петрогенезис цих утворень. Автор вказує на те, що у зв'язку з новими даними його точка зору щодо офіолітових асоціацій Східних Карпат змінилася — він вважає гіпербазити фрагментами давньої (швидше за все, палеозойської) формації, що потрапила в меланж разом з іншими магматичними утвореннями. М.Г. Ломізе [90, 91] висловлює думку, що зважаючи на тектонічну відособленість альпінотіпних гіпербазитів по відношенню до рахівських вулканітів від уявлення про єдину офіолітову асоціацію слід відмовитися. Гіпербазити - чужорідний елемент, переміщений із заходу Трансільванськими покривами.

У монографії С.С. Круглова, С.Є. Смирнова, С.М. Спітківської та ін. «Геодинаміка Карпат» [29] на підставі вивчення глибинної будови, характеру тектонічних, седиментаційних, магматичних і метаморфічних процесів відтворена в історичному аспекті геодинаміка Карпатської геосинклінальної області для альпійського етапу її розвитку. Розглядаючи магматичну діяльність

в альпійський час, автори для трьох стадій — геосинклінальної, інверсійної і орогенної - виділили формації магматичних порід: для першої — гіпербазитову альпінотіпну і спіліт-діабазову, для другої — спіліт-кератофірову і спіліт-діабазову, для третьої стадії — ліпаритову і андезитову формації.

Вулканогенне зруденіння, розміщення вулканогенних утворень, уявлення про вулканічну діяльність як продуктивний процес розглянуті В.В. Науменко в роботі «Вулканизм и вулканогенное оруденение» [127], а також описані принципи побудови генетичної моделі вулканогенного рудоутворення кайнозойського етапу тектоно-магматичної активізації Карпатсько-Динарського регіону.

Динаміці розвитку пізньокайнозойського магматизму середньої частини Альпійського поясу, складу і закономірностям еволюції його продуктів присвячена дисертаційна робота В.Г. Молявко "Петрология позднекайнозойского магматизма Альпийского пояса Юго-Восточной Европы (на примере Карпатско-Динарского і Кавказского сегментов)" [123]. Враховуючи результати попередніх робіт і спираючись на власні дослідження складу і структурно-тектонічної позиції вулканітів, автор для Карпатсько-Дінарського провінції обгрунтовано виділяє три формації: ріоліт-дацитову, андезитобазальт-андезитову і формацію лужних базальтоїдів і на основі дублетного спектру рідкоземельних елементів, а також петрохімічної специфіки визначає корову природу двох перших формацій. На жаль, в роботі автор не розглядає початковий етап розвитку Альпійського поясу — мезозойський, що має важливе значення для цього регіону. Численний фактичний матеріал по магматичним утворенням Східних Карпат був зібраний при проведенні геологічної зйомки. Результати його обробки відображені у виробничих звітах. У 1964 р. С.Л. Бизова, В.І. Славін та ін. зробили докладний опис вулканогенних утворень району гори Чивчин. Велика робота по вивченню магматичних порід регіону була пророблена А.А. Волошиним. У 1976 р. він спільно з В.В. Рапп та іншими у звіті про результати вивчення будови Вишківсько-Углянського горстового підняття призводить розгорнуту

характеристику магматизму різних етапів розвитку Східних Карпат, а також, на основі вивчення кернавого матеріалу, мезозойського вулканізму фундаменту Закарпатського прогину і його зв'язків з процесами накопичення осадів. Автори вважають мезозойські магматичні утворення фрагментами офіолітової асоціації, а юрську фазу вулканізму — однією з головних у доорогенному етапі розвитку прогину.

Серед зарубіжних дослідників карпатського магматизму в першу чергу слід виділити румунських геологів М. Бляху, Р. Дімітреску і Л. Павелеску [204, 205, 241], які займалися вивченням офіолітів масиву Апусені. Еруптивні породи масиву Марамуреш, представлені серією мелафірів, діабазів, діабаз-порфіритів, описував Н. Онческу [228]. У 1970-і роки Н. Герц, Х. Саву, Д. Радулеску, М. Сандулеску приділили пильну увагу питанням магматизму, розглянувши Карпатський регіон з позицій тектоніки літосферних плит [213, 232, 233].

Офіоліти Північної Угорщини вивчали К. Балог і Г. Панто [203], С. Сентпетері [242], Е. Лендъел [221], Я. Кіш [216]. В кінці 1970-х — початку 1980-х років детальними дослідженнями офіолітових утворень масиву Бюкк, зокрема району Сарвашко, займався З. Балла. У своїх роботах [200, 225, 243] він розглянув мінералогію і петрологію цих порід, їх тектонічне положення в загальній структурі Карпатської складчастої області.

Велику роботу з вивчення мезозойської вулканічної діяльності в Західних Карпатах виконали вчені Д. Говорка і Я. Спішак. Результати їх досліджень відображені в монографії "Вулканизм мезозоя Западных Карпат" [214]. Авторами наведено порівняльний аналіз петрохімії і геохімії магматичних порід зовнішньої, центральної та внутрішньої зон Західних Карпат, розглянуті геодинамічні обставини їх формування.

Незважаючи на значний список робіт, присвячених вивченню магматизма Карпат, багато питань залишаються дискусійними. Незаслужено мало уваги приділили дослідники мезозойського комплексу в порівнянні з неогеновим. Особливо відчутні прогалини в області петрографії, петрохімії, петрології. Відсутня інформація про петрогенезис, практично не використовувалися

методи серіального та формаційного аналізів. Це призвело до того, що на сьогоднішній день не існує єдиної думки про природу комплексу. Більшість дослідників карпатського магматизму схильні включати всі магматичні утворення мезозойського віку до складу офіолітової асоціації, вважаючи їх фрагментами океанічної літосфери, виведеними на земну поверхню на ділянках акреції в зонах субдукції. Деякі автори заперечують можливість подібної інтерпретації, виходячи з просторової роз'єднаності основних і ультраосновних порід, відсутності гипербазитів в ряді зон поширення вулканітів (Рахівська зона, Пенінська зона, фундамент Закарпатського прогину), тектонічної відособленості магматичних тіл. Тим самим вони розривають час і генезис всіх порід, що складають офіолітову асоціацію. Об'єктивне знання умов формування мезозойського магматизма винятково важливе для інтерпретації геологічних подій початкового етапу формування Карпатської складчастої системи, а це вимагає проведення детальних мінералого-петрохімічних досліджень

1.2. Сучасні погляди на походження неогенового магматизму Закарпаття. Одним з перших вітчизняних дослідників, які в сімдесятих роках ХХ сторіччя почали розглядати механізм формування альпійської структури Карпатського регіону, з позиції тектоніки літосферних плит була Л.Г. Данилович [53, 54, 56, 57]. Згідно з уявленнями цього автора, формування Карпатського орогену в неогені відбувалося за типом колізії внаслідок зближення Африканської і Євразійської літосферних плит, що призвело до закриття міжплитних глибоководних басейнів і перетворення їх у складчасті структури. На думку Л.Г. Данилович, еволюція Українських Карпат проходила у наступній послідовності: 1)стадія закладання (або рифтова), яка характеризується деструкцією континентальної доальпійської кори і закладенням в тріасі рифту; 2)стадія розкриття океану (або власне океанічна), протягом якої йде формування кори океанічного типу, представленої породами офіолітового комплексу (юра); 3)стадія скорочення океану. Формується крейдово–палеогеновий фліш, а південніше протікає острівно-дуговий вулканізм. У ранній крейді розтяг змінюється стиском, відбувається субдукція

океанічної кори під континентальну (під Карпати); 4) стадія замикання океану (або орогенна). Завершується розвиток Карпатського орогену (неоген) з формуванням у Зовнішніх Карпатах складчасто-насувних структур, а в Передкарпатській і Закарпатській западинах формуються відклади моласової формації, паралельно з цим відбуваються виверження магм кислого андезитового і андезибазальтового складу.

Таким чином, виверження кисло-основних магм у Закарпатській западині (Берегівське підняття і Вигорлат-Гутинське пасмо), що відбувалися синхронно з орогенними процесами, приписуються зрілій стадії острівних дуг.

На відміну від Л.Г. Данилович, К.П. Астахов[4] висловлює думку, що формування покривів карпатського флішу і молодого вапнисто-лужного вулканізму не було пов'язане безпосередньо з субдукцією океанічної кори, як це мало місце в юрі-ранній крейді в П'єнінській і Рахівській зонах, а є наслідком континентальної субдукції типу А. Проаналізувавши мезо-кайнозойську (від тріас-юрської деструкції і формування океану Тетіс в тріасі) історію утворення альпійської структури Карпат, він дійшов висновку, що неогеновий вулканізм був спровокований мантійним діапіром, а значить він не може бути аналогом сучасних острівно-дугових систем.

В низці робіт З.М. Ляшкевич [97, 99], З.М. Ляшкевич та ін. [96, 98, 177] визнається близькість андезитової формації Вигорлат-Гутинського пасма за вапнисто-лужною спеціалізацією хімізму до острівно-дугової, однак заперечується наявність класичної субдукції при формуванні структури Карпатського регіону і пов'язаного з ним неогенового вулканізму. Про накопичення андезитової формації в постколізійній обстановці, на переконання авторів, свідчить відсутність на момент її формування океанічного басейну, а також її просторовий зв'язок з неогеновою моласою іноді з перекриттям останньої вулканітами. В цілому розвиток альпійського магматизму в Карпатському регіоні синхронізується з послідовною зміною геодинамічних режимів за схемою: пасивний рифтинг – колізія – постколізія – «гарячі точки». Зміна режимів і магматизму пов'язується з взаємодією астеносфери і

літосферних плит. В роботах особливо підкреслюється, що на початок міоцену на території регіону ділянок з океанічною корою не було. Такий факт, а також антидромний характер альпійського вулканізму, на думку цих дослідників, однозначно вказують на відсутність класичної субдукції в межах Панкардії.

На переконання З.М. Ляшкевич свідченням колізійного походження кайнозойського вулканізму Українських Карпат є "палеотектонічна обстановка, явно енциалічний тип магм, антидромний характер вулканізму, відсутність великих гранітних масивів, петрохімічний збіг зі складом континентальної кори, відсутність чисто калієвих серій та приуроченість до глибинних розломів"[93]. Окремо необхідно зазначити, що в одній з останніх публікацій З.М. Ляшкевич [97] до постколізійних утворень, крім вулканітів андезитової формації, віднесено і вулканіти ріодацитової.

Ряд зарубіжних геологів [201, 210, 223] вважає вулканіти регіону островно-дуговими утвореннями. Зокрема, І. Сегхеді та ін. [240] вважають, що вапняно-лужні формування виділені ними трьох вулканічних дуг на території Українських Карпат безпосередньо пов'язані з міоценовою субдукцією і процесами, що слідує за нею. Однак дослідники визнають відсутність класичної субдукції і натомість розглядають розвиток регіону з позицій концепції мікроплит [236] із застосуванням принципів некласичної відступаючої субдукції (ролл-бек субдукція) [237]. Серед вітчизняних дослідників прихильником моделі відступаючої субдукції є О.М. Гнилко [41, 42].

Згідно даної моделі, океанічна літосфера в межах сучасного Паннонського басейну, занурюючись, розділялась на окремі частини- слєби. Відступ та опускання слєбу сприяли переміщенню вглиб басейну блоків Алькапа та Тися-Дакія. Процес відступаючої субдукції, пов'язаного з ним занурення та відриву слєбу, а також магматизму, був несинхронним і прогресував із заходу на схід продовж ранньоміоценово-четвертинного часу [229]. При цьому визнається, що магматизм в фронтальній частині блоків Алькапа та Тися (пн-сх.Паннонії) утворювався в поєднанні з режимами

стиснення та розтягу [209]. На основі геохімічних даних припускається, що початковою причиною виливів є контамінація астеносфери продовж ролл-беку слєбу субдукованої літосфери, а потім — зміна термальних умов, що була спричинена підйомом гарячої астеносферної мантиї продовж пізнього етапу задугового розкриття Задунайського басейну. Механізм магмогенерації в межах задугової лінії пов'язується з приносом температури разом з астеносферними потоками, поява яких обумовлена утворенням магм на границі астеносфери та літосфери, що, в свою чергу, розглядається як результат процесів рол-беку та відриву слєбу [241]. Панування режиму транспресії вздовж розлому Драго Вода в фронтальній частині Тися призвів до формування інтрузій замість ефузивного вулканізму [247]. Формування інтрузій пояснюється генерацією магм шляхом плавлення гетерогенного мантийного клину та нижньої кори [229], однак механізм, що обумовив початок цього процесу, наразі невизначений.

За міркуваннями О.С. Ступки [169], при плито-тектонічному підході з метою адекватнішого з'ясування генезису пізньокайнозойських вулканітів слід враховувати основні положення концепції тектонічного розшарування літосфери і двоярусної схеми колізії. Дослідник наводить ряд застережень стосовно острівно-дугової природи неогенового вулканізму і його зв'язку з субдукційними процесами. На його думку, якщо в олігоцен-міоценову епоху і залишалися басейни з океанічною корою в межах Паннонської западини, то ця кора не могла бути субдукована, а лише перекрита коровими блоками. Також цим дослідником ставиться під сумнів зв'язок неогенового вулканізму Закарпаття з мантийним діапіром. На його переконання "існування мантийного діапіру не доведене, а лише постулюється як необхідна умова для пояснення невеликої товщини консолідованої кори і високого теплового потоку в Паннонській западині" [170]. О.С. Ступка звертає увагу на спільну позицію полів неогенових вулканітів та потовщеної зони "базальтового шару", а також на синхронність міграції вулканічних процесів в просторі та часі з такою ж міграцією тангенціальних тисків і напруг, які існували регіоні. На його

переконання, в процесі деформування нижнього шару кори в колізійних зонах (границя Паннонської западини та Складчастих Карпат), відбувається дисипативний розігрів як самої кори, так і підстелюючої мантії, який, за розрахунками (вставка), цілком достатній для колізійного та постколізійного вулканізму та гранітоїдного магматизму. Особливістю такого магматизму є те, що потужність його утворень, тривалість вивержень, їх об'єм значно поступаються утворенням острівнодугового вулканізму, що, на думку О.С. Ступки і спостерігається в Карпатсько-Паннонському регіоні.

До числа опонентів нової глобальної тектоніки належать такі відомі дослідники як А.В. Чекунов, Є.Є. Мілановський, С.С. Круглов, В.Г. Молявко.

В.Г. Молявко [125] пізньокайнозойське магмоутворення пов'язує з процесами регіонального стиску внаслідок дрейфу Східноєвропейської і Африканської літосферних плит, низкою мікроплит між ними і локального розтягу, зумовленого розтіканням мас над плюмами теплових джерел. Останні, скоріш за все, являють собою «релікти» лінійної системи мантійних діапів мезозойської рифтогенної системи, що розпалася в кайнозої.

Є.Є. Мілановський та М.В. Короновський [69, 70] відносять пізньокайнозойські вулканіти регіону до орогенних утворень колізійного типу з розділенням їх на ранньорогенні (баден—ранній сармат) та пізньорогенні (пізній сармат—паннон). При цьому дослідниками не виключається, що пізньорогенні вулканіти, на відміну від ранньорогенних, є вже постколізійними формуваннями. Є.Є. Мілановський [119—121] також пов'язує пізньокайнозойський вулканізм в Карпато-Динарському сегменті Середземноморського рухомого поясу з Паннонським мантійним діапівом. На думку цього дослідника, у своєму становленні діапів поряд з аналогічними об'єктами інших регіонів на орогенному етапі розвитку альпійського поясу, проходив три стадії: на початковому орогенному етапі — початкову стадію росту; на ранньорогенній стадії — фазу загального стиснення; на пізньорогенній — фазу загального розтягу.

А.В. Чекунов [191—193] вулканіти Вигорлат-Гутинського пасма і Берегівського холмогір'я пов'язує з підняттям глибинного астеноліта в центрі Паннонської депресії під впливом вихідного конвекційного потоку. На думку А.В. Чекунова, це й призводить на прикінцевих стадіях його підйому і розтікання у літосфері і земній корі до утворення структури розтягу (Закарпатська западина), сприяючи, таким чином, проникненню глибинних магм на поверхню.

С.С. Круглов [29, 76] також вважає, що з позиції гіпотези тектоніки плит коректно пояснити механізм формування моновергентної складчасто-покривної структури і майже кільцевої форми Карпатської гірської системи, неможливо. Недоцільним є, на його думку, інтерпретувати кільцеву будову Карпато-Динарського регіону з наявністю тут мантийного діапіру. Головним недоліком нової глобальної тектоніки С.С. Круглов вважає припущення про незмінність радіуса Землі у часі під впливом космічних чинників, у зв'язку з чим ним запропонована гіпотеза Землі, що пульсує.

В свою чергу, гіпотеза пульсуючої Землі, як і мантийного діапіризму, не сприймається А.П. Медведєвим та ін. [113], М.І. Павлюком та ін. [135]. Як альтернатива ними висувається модель пасивного рифтингу, тобто, модель деструкції Пра-Карпат на початку мезозою і закладення на їх місці геосинкліналі. Такі погляди узгоджуються з висновками А.Ф. Гончарука [43], який, досліджуючи еволюцію мезо-кайнозойського магматизму, встановив, що протягом альпійського геотектонічного циклу в Паннонській депресії, на відміну від геосинклінальної системи Карпат, переважали деструктивні процеси, прояв яких і призвів до стоншення нижньої частини земної кори.

РОЗДІЛ 2. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ І ЗАКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ ТА ОСНОВНІ РИСИ НЕОГЕНОВОГО МАГМАТИЗМУ ЗАКАРПАТТЯ

2.1. Геологічна будова та розвиток Українських Карпат. Українські Карпати поділяють на Зовнішні та Внутрішні (рис.2.1.1). Підставою для такого поділу є час завершальної складчастості. Для Внутрішніх Карпат це крейда, а для Зовнішніх — неоген.

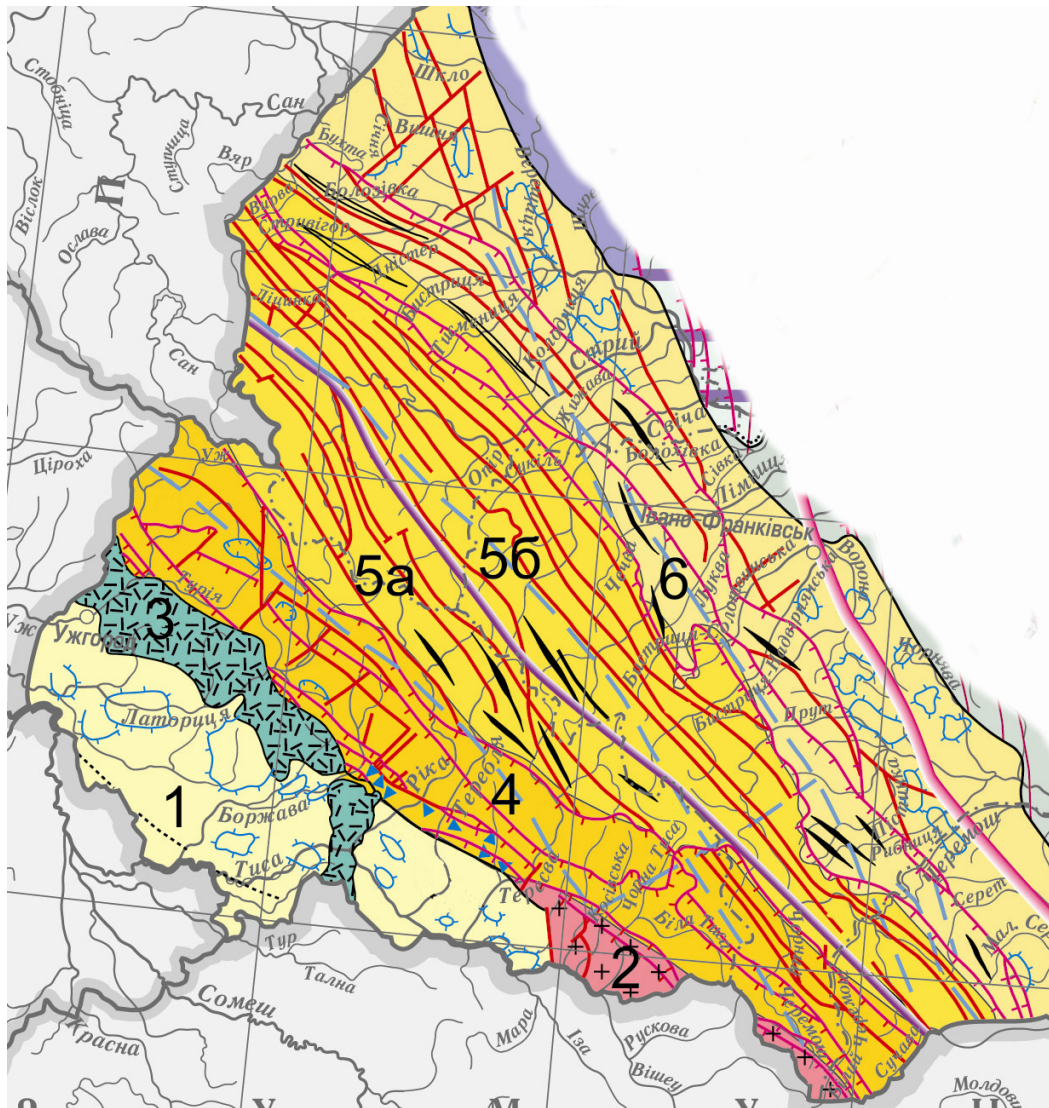


Рис. 2.1.1. Українські Карпати та Закарпаття [175]. 1-Закарпатський прогин; 2-Мармароський масив; 3-Вигорлат-Гутинське пасмо; 4-Внутрішні флішові покриви та зона скель; 5-Зовнішні флішові покриви(а-Скибова зона, б-зона Кросно); 6-Передкарпатський прогин.

Внутрішні Карпати. До Внутрішніх Карпат відносять територію Мармароського масиву, Мармароської та Пенінської зони Скель і Закарпатського внутрішнього прогину [108].

Мармароський масив включає два покриви: Білопотоцький та Діловецький. Довгий час масив розглядали як дофлішеву основу Карпат, виведену на поверхню внаслідок складчасто-блокових рухів. На даний час можна вважати доведеним, що тилові флішеві покриви (Кам'янопотоцький, Рахівський та Поркулецький) сформовані на корі океанічного та перехідного типів [31] і які частково перекриті покровами Мармароського масиву. В межах масиву встановлено прояви байкальської, салаїрської(сардської), судетської, астурійської, заальської, пфальцської та верхньої субфази новокімерійської (австрійської) фаз складчастості. Після останньої з них сформувались тільки "посттектонічні" малопотужні соймульська, великобанська та дусинська світи. Вважають [150], що соймульська світа "запечатує" насуди на масиві, який після цього бере участь в альпійському тектогенезі як єдине ціле.

Білопотоцький покрив. Виділення цього покриву підтверджене результатами бурових робіт в рахівській частині масиву [111], але в Чивчинах його не зафіксовано [66]. За останніми даними [109] тут йому відповідає частина т.з. "дивного покриву" [14]. Вважають, що покрив досить глибоко вкорінений [175], і амплітуда його переміщення не перевищує першого десятка кілометрів в сторону Флішових Карпат. В фундаменті його встановлено мезозональний комплекс порід амфіболітової (з реліктами гранулітової) фації метаморфізму потужністю більше 1300 м з проявами байкальської фази складчастості. Вище, з великою перервою, залягає слабометаморфізований (до філітів) герцинський чохол (верхній девон-нижній карбон) потужністю до 600 м та верхньокарбонова-нижньотріасова моласа (до 900 м). Більш пізні етапи розвитку зафіксовано переважно карбонатними (до 830 м) товщами середнього-верхнього тріасу та юри (т. з. "квазіплатформенний" етап розвитку). Загальна байкальська структура фундаменту покриву через фрагментарність виходів не ясна. Виділяють низку монокліналей з падінням 45-80° на північний схід або

південний захід. На схилах г. Піп Іван закартовано антиклінальну складку (Чорногрунську), що простежується близько 4 км. Шарнір її полого ($5-10^\circ$) занурюється на північний захід ($300-310^\circ$), а осьова площина падає на південний захід під кутом $50-60^\circ$. Крила її (особливо більш круте, північно-східне) ускладнені дрібними ізоклінальними, нерідко перекинутими складками з розмахом до першої сотні метрів [108].

Слабометаморфізований герцинський чохол верхнього девону-нижнього карбону утворює безкореневу пластину між Білопотоцьким і Діловецьким покривами. Породи цієї пластини інтенсивно кліважовані, розсланцьовані та розлистовані до бластомілонітів. Поверхні розсланцювання при цьому досить пологі і співпадають або близькі до напрямку контакту верхнього (Діловецького) покриву. Потужність пластини за даними буріння досягає 350-400 м [108].

Неметаморфізована герцинська моласа (пфальцська фаза) залягає в обмежених розломами блоках, де утворює пологі монокліналі. Вздовж північно-східного краю масиву від р. Шопурка до верхів'я пот. Квасний блоки формують т.з. "заклинений елемент" (термін Кривіна А.Л.) — малопотужну тектонічну луску (до перших сотень метрів) інтенсивно перем'ятих, розлінзованих, подекуди й будинованих порід, що насунуті на Рахівську та Кам'янопотоцьку СФЗ і самі перекриті Діловецьким покривом або насувом власного (білопотоцького) фундаменту. Під Діловецьким покривом луска розкрита багатьма свердловинами [21]. Луска теж не однорідна, а розпадається на ряд дрібних тектонічних клинів шириною до 0,15-0,3 км, у будові яких, разом з відкладами герцинід, приймають участь і ранньоальпійські (середньо-верхньотріасові) утворення. Породи квазіплатформного етапу розвитку (кімериди) утворюють широкі пологі синклінальні структури, що облямовують блоки порід фундаменту [108].

Діловецький покрив. Тут виділяють нижній та верхній структурні поверхи [111]. Нижній із них складений байкалідами (діловецька світа), верхній, ймовірно, салаїрідами (сардська фаза складчастості)

берлебаської світи [111]. Породи нижнього структурного поверху залягають у підосві Діловецького покриву, структура їх моноклінальна і співпадає з напрямком падіння підосви покриву. Але виявилось [110], що це “моноклінальність” накладеного інтенсивного розсланцювання, диференційованого ковзання, в умовах яких протікають діафторез та перекристалізація з утворенням тонкосланцюватих бластомілонітів потужністю до 60-70 м. Але навіть у таких умовах зберігаються релікти первісних, дуже напружених складок. Вверх за “розрізом” кількість таких реліктів зростає. Плікативні структури салаїрид більш різноманітні. Виділяють [111] ряд поєднаних синклінальних і антиклінальних складок, що протягуються на 2-11 км при ширині 0,5-2 км. У ядерних частинах антикліналей виходять породи берлебаської світи, а в синкліналях — мегурської. Шарніри їх занурюються під кутами 5-15° на північний захід (285-300°), а крила ускладнені складками волочіння розміром від перших до першої сотні метрів. На правобережжі р. Тиса північніше с. Костилівка і на вододілі з р. Косівська відзначають розвертання осьових ліній всіх складок до майже меридіонального. Структура фундаменту Діловецького покриву ускладнена пологими лусками, площини яких падають на захід або південний захід під кутами 20-40°. По них місцями породи берлебаської світи перекривають навіть утворення герцинського етапу (кузинську світу), що виявлено в басейні потоків Свинський та Кузій [110]. Складчасті структури покриву розчленовані серією крутопадаючих тектонічних порушень скидово-зсувного типу як повздовжніх, так і поперечних до загально карпатського напрямку з амплітудою горизонтальних переміщень до 1,0-2,6 км, а вертикальних - десятки, до 300-400 м [108].

До Мармароського масиву прилягає на заході своєрідний тектонічний елемент, т.з. зона Мармароських Стрімчаків (Скель), що в межах описуваної території включає Монастирецький та Вежанський покриви і простежується від басейну р. Шопурка на захід-північний захід до східних околиць м. Свалява. Ширина зони зменшується в цьому напрямку від 16-10 до 6-2 км. Структурних аналогів за границями Українських Карпат зона не має [108].

Вежанський покрив утворює ряд відокремлених ділянок лінзовидної форми, що простежуються від р. Шопурка до р. Боржава. В північно-східному напрямку він насувається на Рахівський та Поркулецький, а з південного заходу його місцями повністю перекриває Монастирецький покрив. Фронтальна частина покриву представлена олістостромовим горизонтом альбу-сеноману з "уламками" розміром до 1,0-1,2 км, що складені різноманітними метаморфічними, інтрузивними та осадовими породами докембрію, карбону, пермі, тріасу, юри, ранньої крейди, а "матрицю" складають інтенсивно перетерті алевроліти та аргіліти. Серед уламків переважають різноманітні вапняки (вони в більшості і утворюють скелі-стрімчаки), метаморфічні сланці, багато вулканічних порід основного та ультраосновного складу, які об'єднуються в угольський комплекс [177]. Вважають [48], що він сформований на корі океанічного типу. Місцями в складі уламків, а також у конгломератах, що перекривають олістострому, відзначають екзотичні гранітоїди. Загальну структуру покриву визначають як монокліналь з південно-західним падінням, ускладнену окремими лусками-насувами [175]. Монокліналь має двохярусну будову. Нижній ярус складає грубоуламкова підводно-зсувна товща соймунської світи (крейда) з нефлішевими строкатими мергелями пухівської та малопотужним тонкоритмічним флішем ярмутської світи (крейда), а верхній ярус — палеогенові (до нижнього олігоцену) утворення метовської та дусинської світи, що залягають зі слабою кутовою незгідністю. Ця незгідність фіксує прояви ларамійської, а насув еоцену Монастирецького покриву на олігоцен Вежанського - піренейської фаз складчастості [108].

Монастирецький покрив займає внутрішнє положення в Мармароській зоні Скель. Він без перерви простежується від нижньої течії р. Косівська до району с. Строїно. Його складають виключно палеогенові тонкоритмічні строкаті відклади сушманецької та потужні пісковики драгівської світи. Вздовж північно-західної границі серед них встановлено тіла палеогенових діабазів невизначеного походження. Загальна структура покриву моноклінальна, хоч тонкоритмічний еоцен тут дуже інтенсивно дислокований.

Покрив, загалом, насунутий на північний схід і місцями навіть повністю перекриває Вежанський покрив. Разом з тим він насунутий і на схід, на олігоценіві відклади Мармароського масиву [111].

Пенінська зона в окремих фрагментах простежується вузькою смугою (0,5-3 км) від м. Свалява до с. Ганичі на р. Тересва протягом 76 км. Нерідко вона перекрита вулканітами Вигорлат-Гути або моласою неогену. Далі на південний схід аналоги зони відомі в районі Пояна Ботізе. За даними [175], в допалеогеновий час вона розвивалась в умовах, подібних до Внутрішніх Карпат, а в палеогеновий — до Зовнішніх, хоч, власне, утворення вульхівчицької світи мало чим відрізняються від центрально-карпатського палеогену. В загальному зона — дуже складно побудована двохярусна шовна структура. Нижній ярус складають породи нижньої юри - верхньої крейди, а верхній - відклади еоцену, що залягають з різкою кутовою незгідністю. Через різну компетентність міцних юрських і титонських вапняків та пластичних товщ верхньої крейди, яку складають різноманітні мергелі та тонкоритмічний фліш, при інтенсивному динамометаморфізмі зони часто утворюються брили, лінзи вапняків різного розміру серед розтертих мергелів, які утворюють матрицю. Розмір обмежених розривами брил-скель від перших метрів до 2-3x0,3-0.8 км. У цілому це гігантська брекчія, яка трасує сутурний шов. За даними [108], структура Пенінської зони сформована протягом ларамійської та піренейської фаз складчастості (палеоцен-еоцен). Вважають [175], що в савську епоху на границі олігоцену-міоцену вона насунута на Флішові Карпати і на Монастирецький покрив Мармароської зони. Дані цих же дослідників про перекидання її в аттичну епоху в сторону Закарпатського прогину явно перебільшені [108]. Південно-західна частина зони перекрита неогеновою моласою Закарпатського прогину, яка моноклінально під пологими, а іноді й досить крутими кутами занурюється в тому ж південно-західному напрямку.

Є.М. Лазько та Д.П. Резвой об'єднують Пенінську зону разом з зоною Мармароських Скель в єдину структуру — Закарпатський глибинний розлом, що розвивається на границі Зовнішніх та Внутрішніх Карпат [86].

З о в н і ш н і К а р п а т и . Зовнішні (Флішові) Карпати охоплюють переважну більшість описуваної території між Внутрішніми Карпатами та Передкарпатським прогином. Вони складені потужною (до 10 км) товщею теригенних порід крейдового, палеогенового та ранньоміоценового віку, а в тилівій частині також верхньоюрськими карбонатно-вулканогенними утвореннями, які являються, очевидно, фундаментом флішової формації для трьох внутрішніх покривів (Кам'янопотоцького, Рахівського та Поркулецького) [108]. Сама формація неоднорідна, в ній відзначають і субфлішові та моласоїдні елементи (у межах олігоцену та раннього міоцену), а також “нефлішові” відклади (малопотужна карбонатно-теригенна товща сеноману-турону, місцями до сенону). Геодинамічною особливістю Флішових Карпат є формування їх в умовах всестороннього стиснення з явним переважанням північно-східного вектора. Це може пояснюватись піднятим положенням границі “поверхні Мохо” на південному заході, під Внутрішніми Карпатами (25-30 км), і опущеним (до 50-65 км) під Зовнішніми Карпатами. При цьому відбувається загальне переміщення мас на північний схід, утворення покривів, їх взаємне часткове або повне перекриття з утворенням багатоярусних пакетів складок, що охоплюють не тільки інтерніди та екстерніди, але й частину передового прогину [108].

В структурі Зовнішніх Карпат виділяють Кам'янопотоцький, Рахівський, Поркулецький, Дуклянський, Чорногорський та Скибовий покриви і Кросненську зону. Остання вважається єдиною в Східних Карпатах, якій не властива покривна будова [175]. Але дані глибокого буріння та детальних геологічних зйомок [16, 80] свідчать, що характер складчастості цієї зони не відрізняється від прилеглих територій. За даними [17] північна границя Кросненської зони проводиться “за переважанням в розрізі порід кросненської світи”. В цьому випадку частина Кросненської СФЗ займає південно-західні луски Скибового покриву.

К а м ' я н о п о т о ц ь к и й п о к р и в ф р а г м е н т а м и виділяється на межі Мармароського масиву та Рахівського покриву від г. Чивчин до р. Шопурка, де

звичайно перекритий Діловецьким або Білопотоцьким покривами, з-під яких виходить переважно в долинах крупних водотоків, а іноді утворює тектонічні останці або тектонічні вікна [109]. Сам він насувається на Рахівський покрив, що доказано бурінням в долині пот. Квасний [20]. В Румунії аналоги покриву відомі під назвою "одиниця чорного флішу" (або покрив г. Фаркеул). Структура покриву моноклінальна. В фронтальній його частині виходять на поверхню потужні (до 1 км) вулканогенні товщі верхньої юри, нормально перекриті вапняками та аргілітами кам'янопотоцької світи (титон-беріас), на яких залягає з місцевою стратиграфічною перервою товща пісковиків нижньої крейди. Розріз верхньої частини кам'янопотоцької світи та товщі пісковиків літологічно подібний до порід Рахівського покриву, тому є всі підстави вважати, що в фундаменті останнього, можливо, присутні вулканіти верхньої юри [108].

Рахівський покрив смугою шириною 0,5-5,0 км протягується від верхів'я р. Сарата до верхів'я пот. Добрин в Чивчинах, а далі від кордону з Румунією (верхів'я пот. Квасний) до лівобережжя р. Тересва. Він залягає між Кам'янопотоцьким покривом, Мармароським масивом, покривами Мармароської зони Скель, які насунуті на нього з південного заходу, та Поркулецьким покривом, до якого він примикає по досить крутому насуву, який значно виположується в Чивчинських горах. Складає його тьохкомпонентний фліш неокому, зібраний у напружені, закинуті на північний схід складки (часто ізоклінальні). Але через одноманітний фаціальний склад відкладів, відсутність у розрізах надійних маркуючих горизонтів його внутрішня будова не розшифрована. В Румунії аналоги Рахівського покриву відносять до області крейдової складчастості. На закартованій нині території ці дані підтверджуються. Наймолодші породи, що перекриваються цим покривом, належать альбській білотисенській світи. Таким чином, фактично можна стверджувати, що тут проявлена австрійська (границя ранньої та пізньої крейди) фаза складчастості, яка максимально поширена в межах Мармароського масиву [108].

Поркулецький покрив широкою смугою (3—18 км) простежується від верхів'я Білого Черемошу до басейну рр. Віча та Пінія північніше м. Свалява. Покрив складають крейдово-олігоцені флішові товщі, які насунуто на північний схід, частково перекриваючи Дуклянський та Чорногорський покриви. Вздовж фронтальної частини покриву місцями відзначають тектонічні відторженці, олістоліти основних ефузивів та лав верхньої юри (тростянецька товща). Вулканіти віднесено до базальт-трахітової формації, що сформована в субконтинентальних умовах [177], хоч деякі з олістолітів у районі г. Петрос належать до рахівсько-чивчинського комплексу океанічного типу. На описуваній території в складі покриву виділяють Лисичівський (або Сухівський) субпокрив з Богаріцькою, Керецькою, Броньківською та Зворською лусками і Білотисенський (Буркутський) субпокрив з Тарасівською та Петроською лусками. На правобережжі р. Боржава в районі с. Керецьки в тілі покриву зафіксовано виходи порід Дуклянської СФЗ, що може свідчити про значне ускладнення його підшви. Луски Білотисенського субпокриву (крім Тарасівської) мають просту структуру. Це монокліналі, ускладнені різномасштабними, іноді ізоклінальними або закинутими на північний схід складками. В центральній частині Тарасівської луски виділяють крупну однойменну синкліналь, в ядрі якої залягають чорноголовські пісковики, а "крила" складені породами яловичорської, поркулецької та білотисенської або буркутської світ. Падіння порід на "крилах" 25-50°, простягання осьової лінії складки 130 — 310°. Вздовж фронту Богаріцької та Керецької лусок Лисичівського субпокриву місцями на поверхню виходять ядерні частини антиклінальних складок, в яких відслонені породи білотисенської або яловичорської світ, північно-східні крила цих складок зрізані поверхнею покриву, а на південно-західних крилах виходять більш молоді породи (до чорноголовської світи включно). В тилівій частині Керецької луски та в західній — Броньківської в ядрах крупних синкліналей (Сухівської та Дусинської) виходять відповідно породи чорноголовської світи верхньої крейди-палеогену та дусинської і маловиженської світ олігоцену.

Ширина цих структур 4-5 км, довжина — 20 і більше км [108]. Загальна структура Поркулецького покриву свідчить про його поступове занурення в напрямку з південного сходу на північний захід [109, 175]. Відсутність кутових незгідностей та перерв у флішовому розрізі нижньої крейди-олігоцену Поркулецького покриву і насування його на одновікові утворення Дуклянського покриву свідчать про прояви ранньоміоценових фаз (савська, сирійська) складко- та покривоутворення [175]. Не виключено, що тут проявлені і більш ранні фази складчастості (наприклад, піренейська), з якою можна пов'язувати утворення олістостромових горизонтів в олігоцені Дуклянського покриву [108]. Прояви ларамійської, навіть австрійської, фаз можна передбачати для піднятої східної частини покриву (Білотисенського субпокриву), де розвинена лише крейдова частина розрізу і трапляються лінзи конгломератів. Вергентність Поркулецького покриву та його лусок північно-східна, падіння обмежуючих їх тектонічних поверхонь на південний захід під кутами 70-50°, місцями до 30-20°, а в межах Петроського напівостанця зменшується до 10—5°. Мінімальна амплітуда перекриття ним (Поркулецьким покривом) Дуклянського та частини Чорногорського покривів складає 8 км, а загальна амплітуда їх взаємного переміщення - і 2 км [175].

Дуклянський покрив складений інтенсивно дислокованими товщами нижньої крейди-еоцену і розчленовується на три субпокриви: Стужицький, Лужанський (Красношорський) та Близницький (Свидовецький). Такий поділ є прийнятий [175], але підтримується не всіма геологами [132]. Загальна вергентність Дуклянського покриву та лусок, що виділяють у його складі, північно-східна. В цьому ж напрямі відбувається переміщення мас всього покриву та його окремих субпокривів та лусок. На ділянці між басейнами р. Вічага пот. Станіслав у верхів'ях Чорної Тиси покрив частково перекриває Кросненську зону, далі на південний схід його фронтальна частина значно крутіша, і тут він контактує з Чорногорським покривом. Стужицький субпокрив займає північно-західну частину його від межиріччя Піня-Віча до вододілу рр. Боржава-Ріка північніше полонини Кук. Будова трьох його лусок

(Маловиженської, Красної Гранки, або Уклинської та Заньківської) у цілому моноклінальна. У фронтальній частині їх розвинені більш древні породи (яловичорська світа верхньої крейди, іноді тектонічні лінзи шипітської світи нижньої крейди), а на крилах — утворення верхньої крейди-нижнього еоцену (чорноголовська світа). Загальне падіння крил — на південний захід під кутами 40-70°, часто відзначаються дрібні, іноді перекинуті на північний схід складки розміром від перших до першої сотні метрів [108]. Лужанський субпокров на північному заході під гострим кутом причленовується до Стужицького, частково перекриваючись ним. Від західної рамки території до басейну р. Тересви його складають потужні піщані товщі та тонкоритмічний фліш верхньої крейди - еоцену, а далі на південний схід до Чорної Тиси в його будові переважають нижньокрейдові відклади, тобто тут, як і в Поркулецькому покриві, відбувається загальне підняття структури з північного заходу на південний схід. Субпокров складається з багатьох дрібних лусок шириною 0,5—2,0 км [108]. В межиріччі Тересви - Чорної Тиси в його фронтальній частині луски дуже пологі і місцями перекривають Близницький субпокров з амплітудою до 2-4 км. При цьому в межах останнього встановлені тектонічні останці Лужанського субпокрову. Близницький субпокров простежується від лівобережжя р. Ріка до р. Чорна Тиса, а далі, після перекритої Петроським напівостанцем ділянки, від верхів'я р. Богдан до виклинення Дуклянського покриву. Максимальна ширина Близницького субпокрову досягає 11 км. В його межах виділяють [108] декілька безіменних лусок, складених переважно потужними товщами пісковиків верхньої крейди-еоцену та дрібноритмічним флішем верхнього еоцену. В південно-східній частині субпокрову від басейну р. Богдан до виклинення в його складі знову з'являються відклади нижньої крейди. Основна фаза складчастості та утворення покривної структури в межах Дуклянського покриву відбулася в ранньому міоцені [177]. При цьому допускають прояви піренейської фази [165].

Чорногорський покрив простежується від верхньої течії р. Чорна Тиса на південний схід до басейну Білого Черемошу на 65-70 км при

ширині 4-15 км. Для нього, як і для решти покривів, характерна північно-східна вергентність. На всьому протязі його в межах території покрив насунутий на Кросненську зону, а в верхів'ях Чорної Тиси перекриває значну її частину з амплітудою до 16 км [108]. З південного заходу на нього насунуті Близницький субпокрив Дуклянського покриву та Поркулецький покрив. Покрив поділяється на два субпокриви: південний Шепітський (Яловичорський) та північний-Скупівський. Чорногорський покрив складають потужні товщі нижньої крейди-еоцену, майже аналогічні тим, що розвинені в Дуклянському покриві. Аналогія між ними підкреслюється взаємним положенням та будовою міжсубпокривами, які виділяють у їх межах. При цьому Шепітський (Яловичорський) субпокрив Чорногорського покриву повністю аналогічний Лужанському субпокриву, а Скупівський субпокрив Чорногори — Близницькому. Шепітський субпокрив займає внутрішнє положення і характеризується розвитком переважно крейдових відкладів і дуже дрібних, крутогідаючих лусок. Вони особливо розвинені на південному сході, де поширені тонкоритмічні товщі нижньої крейди-сенону. Скупівський субпокрив складає крупну монокліналь, у фронтальній частині якої в межиріччі Черемошів виходять породи нижньої крейди, а в тилівій — верхньокрейдіві-еоценові. Враховуючи насунання Чорногорського покриву на міоценові відклади зони Кросно, можна стверджувати, що формування його завершилось в ранньому міоцені. Більш ранні подвиги могли відбутись у кінці крейди або в еоцені [177].

Кросненська зона займає центральне положення в структурі Флішових Карпат. Загальна структура зони не відрізняється від структури прилеглих покривів. Її внутрішні елементи насунуті в північно-східному напрямку на зовнішні. В районі с. Торунь амплітуда такого переміщення майже 4 км, а в басейні р. Мокрянка — до 6 км [108]. Критерії виділення зони неоднозначні, тому і границі її до нинішнього цього часу чітко не встановлені [165]. Але це єдина структура, для якої поняття "структурна зона" і "структурно-фаціальна зона" не співпадають. Тому виділяють власне Кросненську зону та частину її в складі Скибового покриву. До першої

відносять Битлянську підзону з лусками Либохора - Вегіровець - Сойменською та Яворів - Пилипецькою і Турківська підзона з лусками Ропавсько - Голятинською, Новоселицькою, Ялинкуватою, Ломненською, Грозівською (або антикліналі Вишківський Горган), Брустуранською та Довжинською, а до другої включають скиби Рожанки та Зелем'янки Скибового покриву, що відноситься до т. з. Славсько- Верховинської підзони [177].

У фронтальній частині Битлянської підзони розміщена ядерна ділянка Сойминської антикліналі, в якій виходять на поверхню флішові товщі верхньої крейди-еоцену. Довжина складки — до 20 км, ширина по поверхні еоцену — до 4,5 км, осьова лінія її простежується по аз. 145-325°, шарнір ундулює, а північно-східне крило зрізане насувом. На південно-західному крилі залягають породи олігоцену, в кросненській фації яких встановлено олістоліти еоценових порід. Крило ускладнене дрібною складчастістю з розмахом 0,1-0,8 км. На південному сході воно перекривається насувом Дуклянського покриву [108].

Луски Турківської підзони часто утворені крупними антиклінальними складками або їх частинами, розірваними насувами. Складки простежують на 10-40 км, ширина яких по поверхні еоцену становить 3-5 км [108]. В ядерних частинах їх залягають верхньокрейдово-палеоценові або палеоцен-еоценові відклади, а на південно-західних крилах (північно-східні часто зрізані насувами)—олігоцені та ранньонеогенові утворення. Падіння порід на крилах часто круте (50-80°). Нерідко відзначаються накладені дрібніші складки, часто ізоклінальні або закинуті. Крім звичайного закидання складок на північний схід, відзначають і складки з протилежною вергентністю, наприклад, на південно-західному крилі Брустуранської антикліналі [165].

Найбільшу дискусію до нинішнього часу викликає геологічна будова Ропавсько-Голятинської луски (тилової в Турківській підзоні). У фронтальній частині її залягає своєрідний елемент (Голятинська структура) з аномальним розрізом строкатих порід та чорного крем'янистого глинисто-піщаного флішу, які різними геологами вважались тектонічним останцем, що перекриває олігоцені відклади, горстовим підняттям серед них або нормальною

антиклінальною складкою з верхньокрейдовими породами в ядерній частині. За останніми даними [165] в ядрі складки виходять породи нижньої крейди, північно-східне крило її зрізане насувом, а південно-західне ускладнене синкліналлю (частково перекинутою на південний захід) зі своєрідною товщею червоних аргілітів та мергелів, які за положенням у розрізі співставляються з поркулецькою світою, а за мікрофауною датуються сеноманом-сеноном, частково палеоценом. В усякому разі, ця структура аномальна і тектонічно, і стратиграфічно. Складається враження, що вона тут нагадує своєрідний “діапір” міцних порід серед тонкоритмічного м'якого глинистого розрізу олігоцену і цей діапір “протикає” ядерну частину крупної антиклінали.

Славсько-Верховинська підзона складає зовнішню частину Кросненської зони. Вона прогягується від басейну р. Молода до р. Білий Черемош (між сс. Довгопілля-Яблуниця). Ширина її 6-15 км. З південного заходу на підзону насуваються структури Турківської підзони та Чорногорського покриву. В цілому підзона має лускувату структуру. Через чітко виражений депресійний характер геологічної будови вона, як вважають [175], має право на структурну автономію.

Скибовий покрив займає фронтальне положення в структурі Флішових Карпат. Він розміщений між Кросненською зоною та Бориславсько-Покутським покривом Передкарпатського прогину, який частково перекриває з амплітудою до 16-20 км. Ширина покриву на північному заході досягає 25 км, а на сході зменшується до 6-7 км [108]. В межах описуваної території поверхня підосви покриву досить полого і на відстані 10-15 км від фронту потужність його складає 0,4—1,4 км, а в перетині вздовж р. Бистриця Надвірнянська вона взагалі утворює синформу. При цьому в 2 км від фронту насуву потужність покриву становить 1,4 км, а в 6,0-0,6 км [108]. Така структура покриву пов'язана з формуванням другого поверху складок вже в піднасуві. У будові покриву виділяють своєрідні структури, влучно названі польськими геологами скибами. Це, звичайно, фрагменти антиклінальних складок у фронтальній частині скиби, що ускладнені синкліналями, часто підверненими (до перекинутого залягання)

в тилувій зоні. Вони обмежені криволінійними (лістричного типу) тектонічними розривами (насувами), які часто виположуються і на глибині об'єднуються в єдину систему. В покриві з північного сходу на південний захід виділяють скиби: Берегову, Орівську, Сколівську, Парашки, Зелем'янки і Рожанки. Скиби насунуті одна на одну в північно-східному напрямі. В їх складі нерідко виділяють більш дрібні луски. Загальною особливістю всіх цих структур є те, що в їх фронтальній частині виходять більш древні, а в тилувій - молодші породи [108].

2.2. Особливості геологічної будови Закарпатського прогину. Найбільш повно глибинну будову Закарпатського внутрішнього прогину характеризує розріз уздовж профілю Чоп-Великий Бичків (рис. 2.2.1).

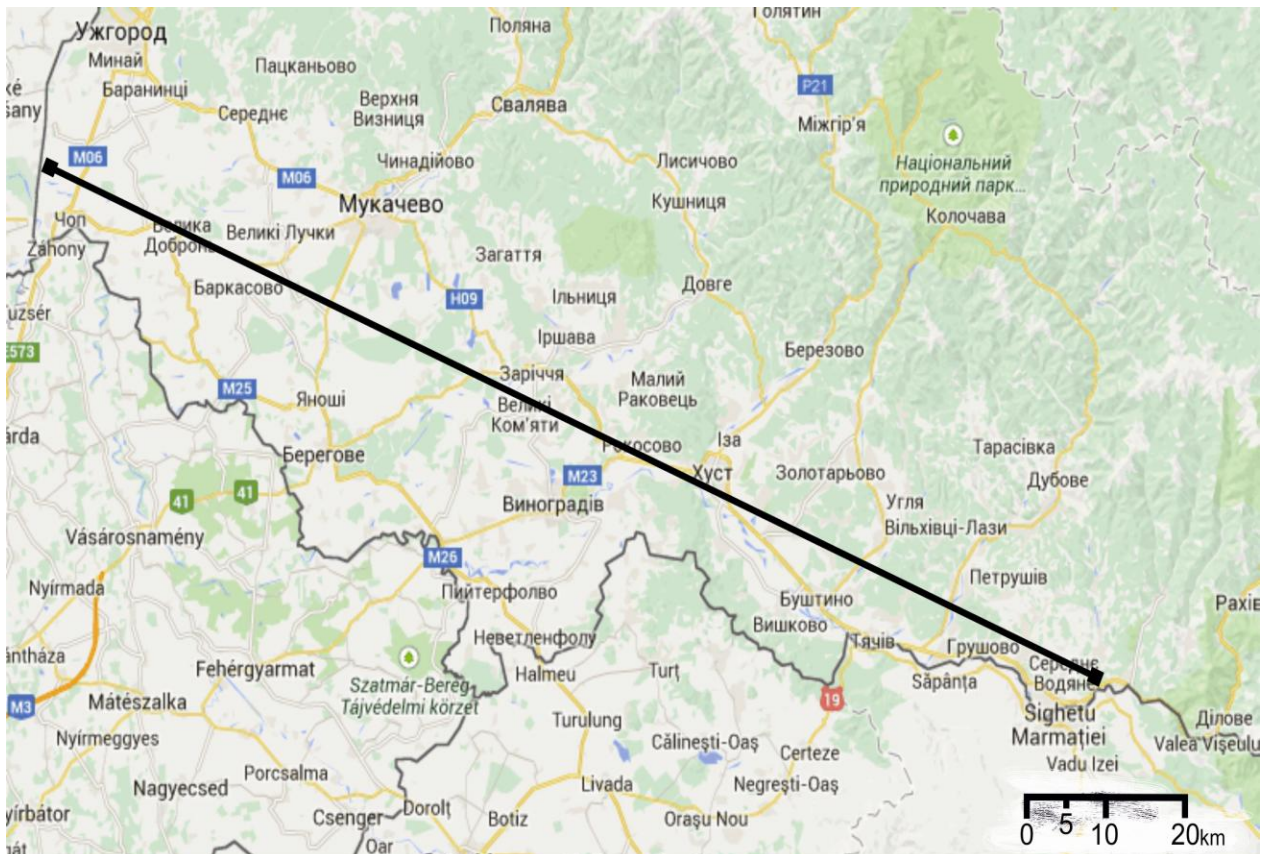


Рис. 2.2.1. Розташування регіонального профілю ГСЗ-КМЗХ Чоп-Великий Бичків [186].

Аналіз пружних властивостей осадової товщі, вироблений за годографом рефрагованих хвиль, свідчить про загальне збільшення швидкостей в південно-східному напрямку від Чоп-Мукачівської до Солотвинської западини. Це знаходиться в хорошій відповідності з геологічними даними, згідно з якими в

Чоп-Мукачівській западині, на відміну від Солотвинської, широко розвинені молоді утворення сармату та паннону, тобто верхня частина молас. У той же час більш давні тортонські відклади, майже повсюдно в Солотвинській западині виступаючі на поверхню і в значній своїй частині навіть денудовані, в Чоп-Мукачівській западині майже ніде не відслонюються і в більшості випадків глибоко занурені.

На тлі загальної закономірності на Великодоброньківській структурі в районі ПК 42 і на ділянці Вигорлат-Гутинського хребта спостерігаються локальні підвищення швидкостей в осадовому чохлі, очевидно зумовлені появою в розрізі вулканогенних утворень (рис. 2.2.2).

У верхній частині розрізу земної кори Закарпаття виділяється заломлюючий горизонт I з $V_r=5,3-5,5$ км/с, що характеризує будову мезозойсько-палеогенового складчастого фундаменту прогину, виконаного неогеновою моласою. Глибини до цього горизонту змінюються уздовж профілю від 1200 до 2800-3000 м. У крайній північно-західній частині профілю на ПК 2 (в районі Чопа) глибина до складчастого фундаменту прогину становить близько 2800 м. Далі на північний захід, на території Словаччини, глибини зростають і на відстані 4,5 км від державного кордону з Україною досягають 3625 м (скв. Птрукша-2, на вказаній глибині під відкладами тортону розкриті кварцити і аркозовий пісковик імовірно пермського віку) [186].

На південний схід від району Чопа, до Великодоброньського підняття, заломлюючий горизонт I підіймається і в межах зазначеної структури сягає глибин 1300-1500 м. В напрямку від Чопа до Великої Доброни піднімаються також і відбиваючі горизонти в неогеновому чохлі, що встановлено роботами СП87/61 і СП62/62. Північно-західний схил Великодоброньського підняття на ділянці ПК 16-19 ускладнений серією розривних порушень, за якими здійснення фундаменту на південний схід відбувається особливо швидко. Ці порушення знаходяться в зоні раніше виділеного субширотного розлому Чоп-Мукачево. В межах Великодоброньської структури заломлюючий горизонт I, очевидно,

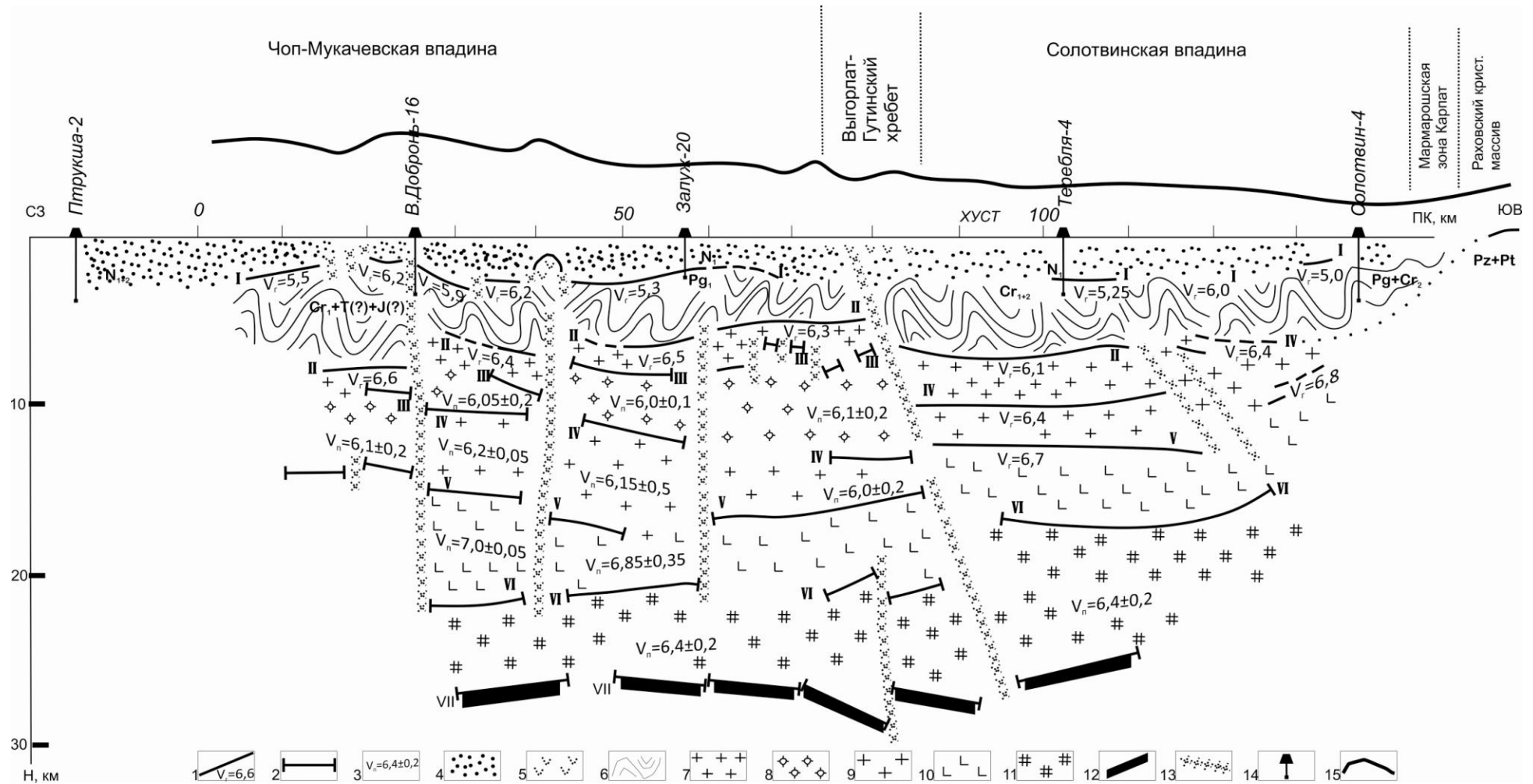


Рис. 2.2.2. Сейсмологічний розріз земної кори по профілю Чоп-Великий Бичків [186]. 1— заломлюючі горизонти з вказаною граничною швидкістю; 2— відбиваючі горизонти; 3— пластова швидкість; 4— неогенові моласи; 5— вулканіти в осадовому чохлі; 6— мезозойсько-палеогеновий складчастий фундамент прогину; 7— палеозойський/?/ метаморфізований фундамент; 8— шар пониженої швидкості всередині граніту; 9— докембрійський/?/ кристалічний комплекс; 10— "базальтовий" шар; 11— шар пониженої швидкості у фундаменті земної кори; 12— розділ Мохоровичича; 13— розломи; 14— бурові свердловини; 15— крива Δg .

переходить місцями на вулканогенні утворення. Наявність в розрізі андезитових лав і їх туфів, задокументована бурінням (св. Велика Добронь-19), очевидно і є причиною появи тут на заломлюючому горизонті І високих граничних швидкостей (6,2 км/с). У районі Великодоброньської структури спостерігається позитивна гравітаційна аномалія, обумовлена, очевидно, піднесенням заляганням порід складчастого фундаменту, а також підвищеними густинами вулканогенних утворень (щільність 2,6-2,65 г/см³) [186].

У районі ПК 24-25 заломлюючий горизонт І порушений розломом, що йде глибоко в земну кору. На схід від розлому горизонт І швидко занурюється до глибини близько 3000 м в районі ПК 32. Згідно з даними буріння св. Велика Добронь-16, складчастий фундамент Закарпатського прогину тут, на південному схилі Великодоброньського підняття складений вапняками і аргілітами нижньої крейди, глибше яких розкриті аргіліти, пісковики та вапняки імовірно тріасово-юрського віку. У верхній частині складчастого фундаменту, під базальними конгломератами бурдигалу були розкриті туфи [186].

У районі ПК 32 складчастий фундамент прогину ускладнено розломом з різко піднесеним південно-східним крилом. Глибини до фундаменту зменшуються по розлому відразу на 400-500 м. Описуване порушення грубо відповідає виділеному раніше розлому північно-східного простягання, що простягається до Мукачева та далі в Складчасті Карпати (в район Сваляви) [186].

У районі ПК 41-42 в осадовому чохлі відзначено велике вулканічне тіло, що має в цілому конусоподібну форму. Це тіло викликає різку часову аномалію по всіх хвилях з усіх ПВ. Безсумнівно, що зафіксовано один з підвідних каналів магми, який удосталь постачав її в неогені. З північного заходу і південного сходу до обмежень вулканічного тіла приурочені розривні порушення. До ПК 42 приурочена локальна позитивна гравітаційна аномалія. По комплексу геофізичних даних тут відбувається перетин двох великих розломів: меридіонального (Берегово — західніше Мукачево) та широтного простягання.

За геологічними матеріалами через ПК 42 проходить також порушення північно-західного напрямку. Дані щодо більш глибоких горизонтів земної кори показують, що встановлений підвідний канал магми приурочений до глибинного розлому, що розділяє різні блоки земної кори. Характерно, що в блоці, розташованому на південний схід від цього розлому аж до Вигорлат-Гутинського хребта, рельєф фундаменту спокійний, не ускладнений значними порушеннями, в ньому більше не спостережуються високі граничні швидкості. Тут же більш спокійне, ніж північно-західніше, гравітаційне поле і менш інтенсивний вулканізм. У межах розглядуваного блоку, на Залужській структурі, складчастий фундамент, за даними буріння, складено доломітами і вапняками тріасу, які місцями перекриваються утвореннями палеогену і верхньої крейди невеликої потужності [186].

Між ПК 70 і 103 заломлюючий горизонт I не побудований. У південно-східній частині профілю він простежений локально, на окремих ділянках: ПК 103-109, ПК 118-121, ПК 131-134. Це пояснюється недостатністю систем спостереження, а також загальним підвищенням швидкостей в покриваючому осадовому чохла, що відсуває від ПВ і скорочує інтервали простеження хвилі від фундаменту [186].

У центральній частині Солотвинської западини (ПК 103-109 і ПК 118-121) складчастий фундамент знаходиться на глибинах близько 2500 м; на південний схід відбувається його підйом до глибини 1400-1500 м в районі ПК 131-134 і далі, де він, судячи з усього, виходить на поверхню в Мармароській зоні Складчастих Карпат. Згідно з даними буріння, складчастий фундамент Солотвинської западини (заломлюючий горизонт I) утворено потужними перем'ятими флішевими товщами верхньої крейди і палеогену [186].

Заломлюючий горизонт II з $V_T=6,1-6,5$ км/с простежено майже уздовж всього профілю від ПК 14 до ПК 112. Високі значення граничних швидкостей дозволяють вважати, що цей горизонт складний метаморфізованими утвореннями, вік яких умовно може бути визначений як палеозойський.

Підставою такого визначення є геологічні дані стосовно оточуючих Закарпатський прогин структур. Згідно з цими даними, метаморфізований палеозой виходить на поверхню в Словаччині під внутрішніми частинами Західних Карпат, що знаходяться безпосередньо на продовженні Закарпатського прогину на північний захід. Метаморфізований палеозой відомий в розрізі Рахівського кристалічного масиву на південний схід від прогину. На південний схід метаморфізовані відклади палеозою розкриті бурінням в фундаменті Великої Угорської западини. Нарешті сланці імовірно палеозойського віку зустрінуті свердловинами безпосередньо в межах прогину, біля Ужгорода [186].

Глибини до заломлюючого горизонту II змінюються уздовж профілю від 4,5 до 8 км. Мінімальні значення спостерігаються в районі Вигорлат-Гутинського хребта та прилеглої до нього частини Чоп-Мукачівської западини (до Залузької структури). У східній частині Великодоброньської структури і в районі ПК 44 палеозой знаходиться на глибині близько 5,5 км. Максимальні глибини зафіксовані на захід від Великодоброньської структури (8,0 км) і в Солотвинській западині (6,5-7,0 км). В цілому, якщо не розглядати структурних ускладнень, поверхня палеозойського комплексу утворює під Закарпатськими западинами антиклінальний перегин, вершина якого розташовується в районі Вигорлат-Гутинського хребта, а крила занурюються на північний захід, в Чоп-Мукачівську, і на схід, в Солотвинську депресії [186].

Цей загальний фон рельєфу палеозою порушений великими структурними ускладненнями. Ускладнення, як правило, приурочені до розломів.

Перший великий розлом, відзначений в районі ПК 24-25, відповідає східній частині Великодоброньського підняття. По цьому розлому поверхня палеозою (?) опущена на північний захід приблизно на 2,5 км. На південний схід від розлому сейсмічний горизонт II знаходиться на глибині близько 5,5 км. Далі вздовж профілю відбувається досить швидке занурення горизонту і на ПК 38-40 глибина до нього становить уже 6,5-7,0 км. У районі ПК 42 поверхню

палеозою порушена подібним же чином за наступним крупним порушенням, після якого вона також досить швидко занурюється на південний схід. По розлому ПК 60, до якого приурочена Залузька структура, горизонт II піднятий на південний схід на 300-400 м. Крупний розлом відзначений на ПК 79-80, в районі Вигорлат-Гутинського хребта. По цьому розлому палеозой (?) різко опущений на південний схід приблизно на 2 км. Після ПК 112 заломлюючий горизонт II не простежено. У цьому районі, відповідному Терещанській структурі, спостерігається швидкий підйом більш глибокого горизонту, що зіставляється з докембрійським комплексом. Внаслідок цього потужність палеозою (?) тут різко скорочується, місцями, можливо, до повного виклинювання. Хвилі від палеозойського комплексу на цій ділянці, відповідно, не можуть бути виділені. На південний схід від профілю метаморфізований палеозой бере участь у будові Рахівського кристалічного масиву, де потужність його, однак, не велика. Це знаходиться в хорошій відповідності до отриманих сейсмічних даних [186].

Сейсмічний горизонт III простежено тільки в Чоп-Мукачівській западині, в Солотвинській його немає. Глибини до цього горизонту становлять 6-9 км. Мінімальні значення, як і для поверхні палеозою, відзначені в південно-східній частині Чоп-Мукачівської западини в районі ПК 66-70, максимальні — 9 км на ПК 38-40 і на північний захід від Великодоброньського підняття. Горизонт III розбитий тектонічними порушеннями на ПК 25, 41-42, 59-60, 65-68, 70-73 досягає 1,5-2,0 км [186].

Сейсмічний горизонт III, що характеризується відбитими хвилями, відповідає поверхні шару з пластовою швидкістю 6,0-6,1 км/с. Швидкість в цьому шарі менша, ніж у вище лежачому шарі з $V_r=6,1-6,5$ км/с і він, таким чином, являє собою "шар зі зниженою швидкістю". Геологічна сутність цього шару неясна. Досить високі значення пластових швидкостей свідчать про те, що він складений досить щільними, мабуть, метаморфізованими породами, ступінь метаморфічної переробки яких, однак, повинна бути меншою, ніж у вище лежачому шарі. Важко дати скільки-небудь певне геологічне тлумачення цього

шару. Пояснення можуть бути запозичені з існуючого арсеналу геологічних уявлень. Можна припустити, що перекриття шарів з меншими швидкостями більш високошвидкісними шарами пов'язане з явищами насуву більш давніх і метаморфізованих порід на більш молоді і менш змінені комплекси [186]. Припускається [186], що більш високошвидкісний шар, який перекриває шар зі зниженою швидкістю складений породами магматичного походження, що вилилися на поверхню після палеозою при закладенні структур альпійського циклу, або упровалилися пізніше у вигляді потужної пластової інтрузії уздовж деякої ослабленої субгоризонтальної тектонічної зони. Можна продовжити перерахування можливих варіантів пояснення, що, однак, навряд чи внесе додаткову ясність у вирішення цього надзвичайно цікавого питання. У той же час слід зазначити, що виявлення верств зі зниженими швидкостями в консолідованій корі Закарпаття, як і інших регіонів, ставить великі труднощі перед дослідниками, що намагаються пояснити субгоризонтальні границі земної кори як фронти метаморфізму. Згідно з цими уявленнями, кожна більш глибока межа повинна була піддаватися накладенню все більших фаз метаморфізму, що, природно, повинно було все більше ущільнювати її і, отже, підвищувати її швидкість. Навряд чи такий механізм прийнятний для пояснення шарів зі зниженими швидкостями в консолідованій земній корі [186].

Сейсмічний горизонт IV простежено уздовж всього профілю від ПК 10 до ПК 128. В Чоп-Мукачівській западині визначені пластові швидкості в шарі, підстилаючому горизонт, вони рівні 6,0-6,2 км/с. В Солотвинській западині гранична швидкість уздовж горизонту становить 6,4 км/с. Виходячи зі значень швидкостей, а також враховуючи, що глибше розташовується вже поверхня Конрада, горизонт IV умовно стратифікується як поверхня докембрійського кристалічного комплексу. Слід підкреслити умовність такої стратифікації [186].

Глибини до горизонту IV змінюються уздовж профілю від 6,5 до 14 км. Найбільші глибини відзначені в північно-західній частині Чоп-Мукачівської западини (ПК 10-24). У районі ПК 27-39 глибина становить близько 10 км. Далі

на південний схід відбувається занурення і в районі Залузької структури глибина до горизонту IV становить близько 12 км, а під Вигорлат-Гутинським хребтом — 13 км. У північно-західній частині Солотвинської западини глибина зменшується до 10 км. У районі Терелянської структури відбувається різкий підйом горизонту IV на південний схід. Цей підйом здійснюється по серії ступенів, розділених великими розломами, що досить полого занурюються на південний схід. Пологе падіння розломів обумовлює черепицеподібне перекриття горизонту IV в слідуючих один за одним щаблях. На відстані в 6 км глибина до цього горизонту зменшується на 3 км і в районі ПК 120-127 складає всього близько 6 км. Далі на південний схід, за межами профілю, метаморфізований докембрій, представлений рифеєм, відслонюється на позитивних відмітках +500—1000 м в межах Рахівського кристалічного масиву. Гіпсометричне положення докембрійських порід на цьому масиві і в південно-східній частині профілю Чоп-Великий Бичків дозволяє припустити, що ступенеподібний підйом поверхні докембрію на південний схід продовжується і на ділянці переходу від Солотвинської западини до Рахівського масиву [186].

Структура сейсмічного горизонту IV порушена великими розломами в районі ПК 16 — амплітуда вертикального зсуву по розлому 0,5 км; ПК 25 — 3 км; ПК 41 — 0,5 км; ПК 60, ПК 84—2,5-3,0 км; ПК 113-119 — серія ступенів 1,5 км, 1,0 км, 0,7 км [186].

Глибини і рельєф горизонтів II і IV визначають потужність комплексу, що об'єднує породи, умовно зараховують до палеозою і шар зі зниженою швидкістю. Потужність цього комплексу змінюється від близької до нуля до 8 км. Мінімальна потужність (а, можливо, повна відсутність) відзначені в південно-східній частині Солотвинської западини, та Терелянської структури, де сейсмічний горизонт IV, як вказувалося, швидко здіймається. У північно-західній частині Солотвинської западини потужність палеозойського комплексу становить 3,0-3,5 км. Максимальна товщина комплексу спостерігається під Вигорлат-Гутинським хребтом — 8 км. На північний захід вона зменшується і становить 4-6 км [186].

Сейсмічний горизонт V, що відповідає поверхні Конрада, простежено вздовж усього профілю від ПК 25 до ПК 133. Гранична швидкість уздовж цього горизонту — 6,7-6,8 км/с, пластова в підстильному шарі 6,8-7,0 км/с. Глибини до поверхні Конрада змінюються уздовж профілю від 8 до 17,5 км. На південний схід від Великодоброньської структури глибини складають близько 15 км, в районі Залузької структури — 17 км. На південний схід, до Вигорлат-Гутинського хребта, поверхня Конрада підіймається до 15 км, а потім, після розлому, до 12 км у південно-західній частині Солотвинської западини. У південно-східній частині цієї западини, в районі ПК 119-132, поверхня Конрада швидко підіймається східцеподібно на південний схід, досягаючи в районі ПК 132 глибини близько 8 км. Ступені, утворені розломами, котрі зумовили в більш верхньому поверсі кори подібний же східцеподібний підйом на південний схід поверхні докембрійського (?) комплексу. Ділянки підйому цього комплексу і поверхні Конрада збігаються [186].

Горизонт V розбитий великими розломами на ПК 25, ПК 40 — амплітуда вертикального зсуву 1,5 км, ПК 60 — 1,0 км; ПК 85 — 3 км; ПК 120 — 1,2 км; ПК 123, ПК 128 — 1 км [186].

Глибини і рельєф горизонтів IV і V визначають потужність комплексу, умовно віднесеного до докембрію. Ця потужність мінімальна (2,0-2,5 км) в районі Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта і в південно-західній частині Солотвинської западини. На північний захід і південний схід відбувається потовщення комплексу відповідно до 5-6 і до 4 км [186].

Сейсмічний горизонт VI простежено також уздовж всього профілю від ПК 25 до ПК 125. В Чоп-Мукачівській западині глибини змінюються мало (20-21,5 км). При переході до Солотвинської западини, по розлому Вигорлат-Гутинського хребта, глибина різко зменшується до 16-17 км. Горизонт VI порушений розломами в районі ПК 40, ПК 60, ПК 81 (амплітуда вертикального зсуву 1,0-1,5 км), ПК 90 (4 км) [186].

Горизонт VI, що характеризується відбитими хвилями, є поверхнею другого шару зі зниженими швидкостями в консолідованій корі Закарпаття.

Цей шар, розташований в основі кори, безпосередньо над поверхнею М, має пластову швидкість близько 6,4км/с. Виявлення такого шару становить винятковий інтерес. Значення швидкості занадто малі, щоб він був складений породами основного складу і відповідають швидкостям кислих порід. З цього було зроблено ряд принципових висновків [192]:

1) у земній корі Закарпаття немає суцільного "базальтового" шару, який виконував би всю нижню частину кори між поверхнями Конрада і М. Нижче порід основного складу, що складають розділ Конрада, в розрізі кори знову з'являються породи "граніту". Матеріали по інших регіонах, де останнім часом все частіше вдається виділяти шари зі зниженими швидкостями, в тому числі і в основі земної кори, що методично є досить важким завданням, показують, що зазначене явище не є локальним, а являє собою більш загальну залежність. У світлі цього, очевидно, вимагає перегляду поняття "базальтового" шару як деякого комплексу порід основного складу, який суцільно виповнює всю нижню частину кори. Земна кора, безсумнівно, має більш складну структуру, утворену комбінаціями як кислих, так і основних верств, що примхливо поєднуються в розрізі.

2) з висновку 1 випливає, що гравіметричні розрахунки за моделями земної кори з суцільними шарами, з яких верхній тільки "гранітний" ($\sigma = 2,67-2,7\text{г/см}^3$), а нижній — тільки "базальтовий" ($\sigma = 2,85\text{г/см}^3$) в істотній мірі неповноцінні. Чи не в цьому причина частих і дуже значних розбіжностей між даними ГСЗ і гравіметрії, що зазвичай пояснюється тільки густинними неоднорідностями у верхній мантії.

3) оскільки нижня частина земної кори Закарпаття, а також, мабуть, і деяких інших регіонів, складена не базальтом, а породами кислого складу, неповноцінним є уявлення про поверхню М як границю фазового переходу еклігіт-базальт.

Потужність "базальтового" шару, що залягає вище горизонту VI, змінюється мало і складає 4-6км в районі ПК 50 вона зменшується до 3 км.

Сейсмічний горизонт VII — поверхня M — простежено від ПК 31 до ПК 112. Глибини до цього горизонту змінюються уздовж профілю від 24 до 29 км. Мінімальні глибини відзначені в межах Солотвинської западини. Тут спостерігається підйом поверхні M на південний схід. Поверхня M порушена великим розломом в районі ПК 95. З цим розломом у верхній частині кори пов'язаний Вигорлат-Гутинський хребет. Менш велике порушення по поверхні M відзначено на ПК 82.

Глибина і рельєф горизонтів VI і VII визначають потужність шару зі зниженою швидкістю в підставі земної кори. В середньому вона витримується уздовж профілю і становить 5-6 км. Лише в районі Вигорлат-Гутинського хребта спостерігається різкий роздуб цього шару до 10-11 км.

Підсумовуючи наведені дані за профілем Чоп-Великий Бичків, слід відзначити, що за характером глибинної будови кори Закарпатський прогин, чітко поділяється на дві частини: Чоп-Мукачівську і Солотвинську западини. Їх розділяє великий розлом(який нині має назву Оашський), у верхній частині кори, що виходить в район Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта. Цей розлом досить полого занурюється на південний схід, розкриваючи всі шари земної кори аж до поверхності M. Горизонт II по цьому розлому зміщений на 2 км, IV — на 3 км, V — на 3 км, VI — на 4 км, VII — приблизно на 1,5 км. При переході від Чоп-Мукачівської до Солотвинської западини змінюються сейсмогеологічні умови і фізичні властивості більшості границь розділу земної кори між поверхнями палеозойського комплексу та Мохоровичича. Так, поверхні докембрійського комплексу і розділ Конрада, що характеризуються в Чоп-Мукачівській западині відбитими хвилями, в Солотвинській западині простежуються вже по головним хвилям. Шар зі зниженою швидкістю в основі палеозойського комплексу виділяється тільки в Чоп-Мукачівській западині. Не змінюють своїх властивостей тільки найбільш верхні і нижні горизонти земної кори: поверхні мезозойської-палеогенового і палеозойського (?) комплексів, поверхня шару зі зниженою швидкістю в підставі земної кори і розділ M.

Геологічні дані також свідчать про вже згадувані істотні відмінності Чоп-Мукачівської та Солотвинської западин. Відомо, що [192]:

1) складчастий фундамент Чоп-Мукачівської западини складений більш древніми породами, представленими палеозоєм (Ужгородський виступ), тріасом, нижньою крейдою. Флішові фації верхньої крейди і палеогену зустрічаються тут лише місцями і мають невелику потужність (Підгальський фліш в св.Ужгород-1, св.Залуж-1,2,6,20, св.Велика Добронь-16). У той же час в Солотвинській западині, на відміну від Чоп-Мукачівської, піднеогеновий фундамент складений, головним чином, флішевими товщами палеогену і верхньої крейди.

2) в Чоп-Мукачівській западині, на відміну від Солотвинської широко розвинені молоді утворення сармату і паннону, тобто верхня частина моласс. Тортонські відклади в солотвинській западині, які майже повсюдно виступають на поверхню і в значній своїй частині розмиті, в Чоп-Мукачівській западині майже ніде не оголюються і в більшості випадків глибоко занурені.

3) соляна тектоніка характерна для Солотвинської западини, в Чоп-Мукачівській западині скільки-небудь чітко не проявлена.

4) для Чоп-Мукачівської западини, в свою чергу, особливо характерна блокова брилова тектоніка, яка в Солотвинській западині виражена менш рельєфно. Це добре видно із наведених результатів сейсмічних досліджень.

5) у Солотвинській западині розвинений досить повний розріз нижніх морських моласс, в той час як в Чоп-Мукачівській западині відомі випадки повного випадання з розрізу всього торнона і безпосереднє залягання сармата на палеогені і метаморфічних породах. Це в істотному ступені ріднить Чоп-Мукачівську западину з Великою Угорською (Паннонською) западиною (Альфельд), для якої властиві такі ж особливості геологічного розрізу.

6) у Чоп-Мукачівської западини, на відміну від Солотвинської, широко розвинений вулканізм, який призвів до накопичення досить потужних пліоценових вулканогенно-осадових утворень.

Чоп-Мукачівська і Солотвинська западини, таким чином, дуже різні з точки зору глибинної будови земної кори, історії геологічного розвитку та структурного положення [192].

Видається справедливим припущення М.І. Петрашкевича та ін., згідно з яким Чоп-Мукачівська западина має у своїй основі давніші структурні елементи внутрішньої частини Західних Карпат — Татровепориди і Гемериди, що не продовжуються в Солотвинську западину, а, повернувши в районі субмеридіональної частини Вигорлат-Гутинського хребта, прямують до гір Апусені в Румунії.

Солотвинська западина, таким чином, має іншу геологічну позицію, розташовуючись на структурних елементах Зовнішньої флішевої частини Карпат.

На користь такого трактування геоструктурного положення Закарпатських западин свідчить наступне [192]:

- 1) складчастий фундамент Чоп-Мукачівської западини древніший, ніж Солотвинської.
- 2) потужність палеозойського і докембрійського комплексів в Чоп-Мукачівській западині більша, ніж в Солотвинській.
- 3) Чоп-Мукачівській западині більш властива блокова тектоніка, ніж Солотвинській.
- 4) У Солотвинської западини, як і в Зовнішніх флішових Карпатах за профілем Берегово-Долина-Вишневець, більшість основних границь земної кори є заломлюючими.
- 5) Чоп-Мукачівська западина має мозаїчне позитивне гравітаційне поле, Солотвинська розташовується на схилі регіонального гравітаційного мінімуму, що характеризує Зовнішні флішові Карпати.

У пліоцені Чоп-Мукачівська западина виявилася втягнутою у досить інтенсивні опускання, пов'язані з формуванням величезної накладеної Угорської (Паннонської) западини, в крайовій частині якої вона, по суті проявилася. Солотвинська западина була залучена в ці опускання. Відповідно

до цього інтенсивний пліоценовий вулканізм, (Вигорлат-Гутинський хребет), безсумнівно, генетично пов'язаний з утворенням Угорської западини, проявився вздовж північно-східного обмеження Чоп-Мукачівської западини (Закарпатський розлом на ділянці Вигорлат-Синяк) і вздовж її границі з Солотвинської западиною, по суті не захопивши останню. Дуже характерно, що вулканічні прояви Вигорлат-Гутинського хребта, приурочені в Чоп-Мукачівській западині до ЗГР, при наближенні до Солотвинської западини звертають з нього і йдуть на південь до Румунії, в той час як ЗГР вже без вулканічних проявлень, продовжується далі на південний схід, відокремлюючи Солотвинську западину від Складчастих Карпат [192].

Видається, що зазначені особливості розвитку Чоп-Мукачівської западини і просторового прояву вулканізму свідчать про істотну перебудову загального структурного плану Закарпаття, що сталася в пліоцені і була пов'язана з виникненням Великої Угорської западини [192].

Основні структури Закарпаття — Чоп-Мукачівська і Солотвинська западини за даними сейсмічних досліджень можуть бути в свою чергу поділені на ряд блоків.

В Чоп-Мукачівській западині виділяється чотири блоки: Чопський, Жнятинський, Новоселівський і Виноградівський. Блоки розділені великими розломами на ПК 24, 40-42, 59-60, йдуть глибоко в земну кору і розривають основні її шари. Ці розломи, однак, у всякому разі два останніх з них, не зачіпають в той же час поверхню М і затухають в земній корі. До перших двох розломів приурочені інтенсивні вулканічні прояви, документовані на Великодоброньській структурі та в районі ПК 40-42 [192].

У Солотвинської западини, для якої розломна тектоніка менш характерна, виділяються два блоки, Хустський і Солотвинський, розділені зоною розломів на ПК 113-119, що відповідають Теремлянській структурі. В указаних блоках досить різна будова земної кори, а розділяюча їх зона розломів порушує структуру всіх шарів земної кори від поверхні палеозойського(?) комплексу до розділу Конрада. Зона розломів має загальне досить полого південно-східне

падіння, на схід від неї підняті поверхня докембрію(?) і "базальту", а палеозойський комплекс різко скорочений [192].

Загальною закономірністю, окресленою уздовж профілю, є приуроченість основних структур поверхні мезозойської-палеогенового складчастого фундаменту і більш молодого осадового чохла до ділянок зчленування виділених блоків. Так, на ділянці зчленування Чопського та Жнятинського блоків розташовується Великодоброньська структура, до розлому, що розділяє Жнятинський і Новосельський блоки, приурочене велике куполовидне вулканічне тіло (ПК 42). До ділянки зчленування Новосельського і Виноградівського блоків — Залужська структура, в зоні глибинного розлому між Чоп-Мукачівською та Солотвинською западинами знаходиться Вигорлат-Гутинський вулканічний хребет, до ділянки зчленування Хустського і Солотвинського блоків приурочена Теремлянська структура [192].

Зіставлення характеру кривої Δg з розміром земної кори Закарпаття виявляє гарну відповідність в Чоп-Мукачівській западині і помітну розбіжність в Солотвинській западині. Великодоброньське підняття, Залужська структура, вулканічне тіло на ПК 42 добре відображаються на гравітаційній кривій, в цілому якісно відтворюється рельєф мезозойсько-палеогенового складчастого фундаменту прогину. Розлом Вигорлат-Гутинського хребта чітко проявляється в гравітаційному полі. До Солотвинської западини відбувається зменшення значень сили тяжіння, що може бути пояснено зануренням поверхні палеозойського(?) субстрату, аномальним збільшенням товщини шару зі зниженою швидкістю в основі земної кори і зростанням потужності хемогенних відкладів в осадовій товщі. Значні розбіжності спостерігаються при переході до Солотвинського блоку. Поверхні докембрію(?) і "базальту" швидко підіймаються в цьому напрямку, що не знаходить відображення в гравітаційній кривій. Правда на південний схід, до Рахівського масиву, спостерігається підвищення значень Δg , однак це відбувається вже за межами профілю на значній відстані від розглядуваної ділянки. Задовільно пояснити зазначену розбіжність не представляється можливим, очевидно вона пов'язана з якимись

особливостями будови нижніх частин земної кори, що залишилися на цій ділянці нез'ясованими [192].

Важливим елементом ЗП є Оашський розлом, що контролює субмеридіональну ланку ВГП. Наразі тривають дискусії стосовно часу виникнення та розвитку Оашського розлому. Деякі дослідники [11, 45, 83, 85, 107] розглядали проблему утворення ОР в контексті питання коліноподібної форми ВГП. Коліноподібна форма ВГП обумовлюється субмеридіональним розташуванням окремої ланки ВГП — вулканічного хребта Великий Шолес. Поява і формування хр. Великий Шолес, на думку вказаних дослідників, була обумовлена утворенням в пліоцені особливого розлому, що контролював вулканізм. Цей розлом, нині відомий під назвою Оашського, на думку зазначених дослідників, січе різні тектонічні елементи і незалежний від загального ходу розвитку Закарпатського прогину. З цього приводу В.С. Буров [12] пише: «...мнение о том, что формирование вулканических цепей (Выгорлат-Гутинской и Калимэнэ-Харгита) связано с развитием неогеновых прогибов, не находит подтверждения...».

До такої думки схиляються і Б.В. Мерліч та С.М. Спітковська [114, 118]. На їх переконання, особливості в просторовому розподілі утворень ефузивного комплексу знаходяться в прямому зв'язку з диференціацією коливальних рухів у структурних одиницях Закарпаття в часі і просторі і, отже, зі ступенем активності глибинних розломів. Свою позицію дослідники обґрунтовують наступним.

Наприкінці нижнього сармата коливальні рухи в Закарпатському прогині набули чітко диференційований характер: Чопська западина була залучена в більш інтенсивне занурення, ніж Солотвинська западина. Низхідні рухи в північній частині Солотвинської западини, що примикає до зони Закарпатського глибинного розлому, припинилися, і вона ніби приєдналась до складчастих Карпат, що продовжували підійматися; в цей же час в Чопській западині, включаючи і смугу зчленування її з Закарпатським глибинним розломом, тривали опускання. Це доводиться відсутністю паннонських і

пліоценових відкладів на більшій частині Солотвинської западини і головним чином в смузї, що прилягає до Закарпатського глибинного розлому, в той час як у всій Чопській западині і в тому числі в смузї, що межує з Закарпатським розломом, широко розповсюджені відклади і паннону, і пліоцену.

На переконання Б.В. Мерліча та С.М. Спітковської [114, 118] диференціація коливальних рухів в Закарпатському прогині в панноні і пліоцені пов'язана з різницею вертикальних рухів в обмежуючих його зонах Закарпатського та Припаннонського глибинних розломів, тобто з неоднаковою тектонічною активністю цих розломів на різних ділянках і в різні проміжки часу. Саме остання обставина і зумовила особливості просторового розподілу порід ефузивного комплексу. Згідно переконань цих дослідників, в результаті різниці коливальних рухів в Солотвинській та Чопській западинах виник поперечний субмеридіональний розлом, який і контролював в панноні та левантині вулканічну діяльність в хр. Великий Шолес. Результатом припинення опускань, починаючи з паннону, північної частини Солотвинської западини з'явилася атрофія диференціальних рухів на її зчленуванні із зоною Закарпатського глибинного розлому. Це призвело до загасання в зоні розлому активних тектонічних зрушень до часу вулканічної діяльності і, як наслідок, до відсутності в ній неогенових вулканічних утворень. На зчленуванні Чопської западини з Закарпатським глибинним розломом в панноні і пліоцені диференційовані тектонічні рухи тривали, виникали нові розломи і активізувалися старі, що й зумовило бурхливий розвиток тут вулканічної діяльності [114].

Дійсно, аналіз інтенсивності осадконакопичення в різних частинах прогину [3] свідчить про те, що прогинання Закарпаття в неогені було неоднорідним (рис. 2.2.3). Згідно розрізу, за період від раннього до пізнього бадену занурення Солотвинської западини проходило інтенсивніше, ніж занурення Чоп-Мукачевської. В пізньому бадені швидкості занурення двох западин досить різко вирівнялись, про що свідчить приблизно однакова

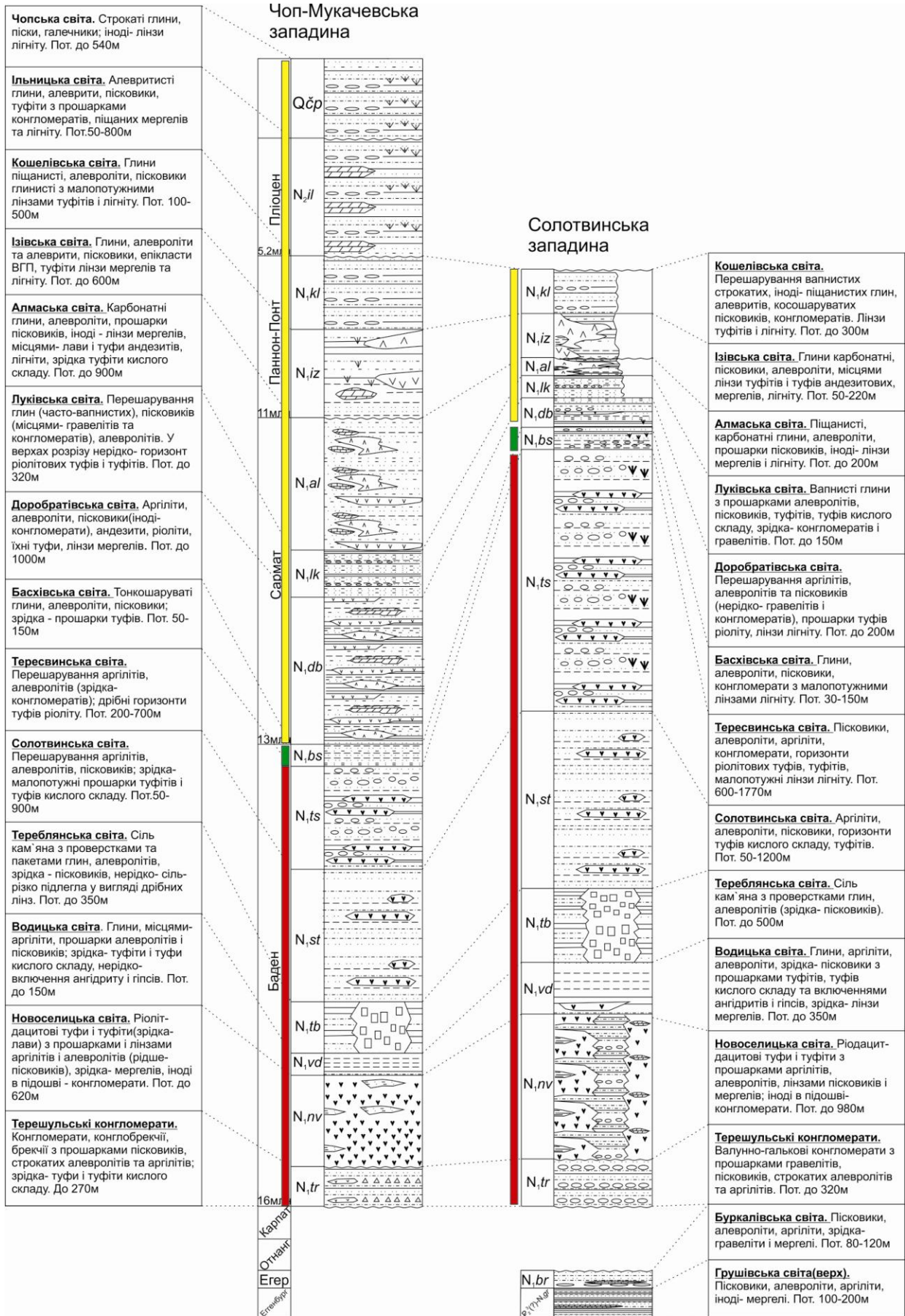


Рис. 2.2.3. Стратиграфічна схема неогенових відкладів Закарпаття [3].

потужність відкладів басхівської світи в обох западинах. Значна різниця потужностей в межах двох западин доробратівської світи раннього сармату (в Чоп-Мукачівській потужність відкладів приблизно в 5 разів більша, ніж в Солотвинській) свідчить про початок більш інтенсивного занурення Чоп-Мукачівської западини відносно Солотвинської. Вибіркове поширення лув'їтської світи в межах Солотвинської западини дає змогу стверджувати, що з кінця нижнього сармату вертикальні рухи западини були висхідними. Подальше здіймання Солотвинської западини призвело до скорочення потужності та поширення осадових відкладів. Оскільки відклади пліоцену в межах Солотвинської западини наразі невідомі, можна зробити висновок, що на рубежі міоцену-пліоцену вона повністю стала сушею.

Однак тектонічна активність зони Оашського розлому не обмежується лише міоценом. Її вплив на геологічні події в Закарпатському прогині та інших тектонічних одиницях простежується і до неогену.

М.Г. Приходько на основі праць М.Й. Петрашкевича і П.Ю. Лозиняка [87, 88, 138, 139] виділяє в межах Закарпатського прогину Підгальську, Данилівську та Грушівську западини. На думку М.Г. Приходька [142], закладення "Підгальської" западини відбулося в лютецькому віці середнього еоцену. Її виповнення відоме під назвою вульшавська світа ("підгальський фліш", "центральнокарпатський фліш"). Остання являє собою сіроколірну товщу поліміктових пісковиків і гравелітів, алевритистих, слюдистих, слабо вапнистих аргілітів і мергелів, що перешаровуються. В основі (свердловина №1Н, інтервал біля 1100 м) — базальний конгломерат з галькою сіро-зелених доломітистих мергелів, сірих вапняків і доломітів. Потужність — до 400м.

За знахідками нумулітів вік вульшавської світи визначається як середній еоцен-олігоцен. На рубежі олігоцену-міоцену настала повна компенсація западини і осадонакопичення в ній припинилось [138, 139].

"Грушівська" і розташована в 15 км на захід-північний захід від неї "Данилівська" западини, які, вірогідно, попервах складала одне ціле, були закладені на початку пізнього еоцену і виповнені єдиним комплексом осадів,

що включають грушівську і буркалівську світи (в Румунії — "палеоген" Марамурешського басейну). За матеріалами буріння свердловин [138, 139] №1Ст (інтервал 1882-2164 м, вибій), №2Ст (1772-2152 м, вибій), №4Ст (1810-2285 м), №7Ст (2130-2661 м, вибій), №10Ст (2060-2650, вибій) під відкладами чохла в них виділяється єдина достатньо монотонна теригенна товща, що датується верхнім еоценом-нижнім міоценом. Вона представлена перешаруванням сірих і темно-сірих різнозернистих олігоміктових і поліміктових вапнистих пісковиків (місцями – до гравелітів), темно-сірих вапнистих аргілітів і алевролітів, а також – темно-сірих мергелів. Знайдені в товщі форамініфери або перевідкладені, або транзитні. Однак, в свердловині №2Ст виявлені форамініфери, що характеризують пізній еггенбург. В свердловині №8Ст, інтервали 2098-2174 і 2174-2400 м (вибій), також в літологічно одноманітній товщі – перший інтервал віднесений до буркалівської світи за наявністю прошарків конгломератів. В свердловині №1Г (інтервал 3050-3400, вибій) верхня частина розрізу (3050-3130 м) єдиної товщі віднесена до буркалівської світи, а нижня – до нерозчленованого палеогену [138, 139]. В свердловині №1А (інтервал 3605-3705 м, вибій) 100-метрова пачка сірих і темно-сірих алевролітів і пісковиків з малопотужними прошарками сірих вапняків також названа буркалівською світою [138, 139].

В західній частині ареалу утворень, що описуються ("Данилівська" западина), свердловинами №1Дн (інтервал 2300-2506 м, вибій) і №27Гс (1317-1347 м) відкриті сірі дрібнозернисті поліміктові пісковики (місцями – до гравелітів) і алевроліти з прошарками сірих мергелів і темно-сірих вапнистих аргілітів, що перешаровуються, в яких зібрані форамініфери еоцену. Тут ми, мабуть, маємо справу з нижньою частиною розрізу тої ж товщі, верхи якої – еродовано [138, 139].

Таким чином, за матеріалами буріння М.Г. Приходько приходиться до висновку про те, що "Данилівсько-Грушівська" празападина попервах була заповнена літологічно одноманітною товщею мілководних морських теригенних осадів, які мають пізньоєоценово-еггенбургський вік. Виділення в її

складі пізньоеоцен-еггенбургської грушівської і еггенбургської буркалівської світ у більшості випадків пов'язано з великими труднощами і можливе лише при отриманні їх детальної палеонтологічної характеристики. Загальна потужність товщі — до 600 м. За даними буріння в буркалівську світ з часткою умовності виділяється верхня частина цієї товщі потужністю до 100м. В крайній північно-східній прибережній смузі "Грушівської" западини світа відслонюється на денній поверхні, де її розрізи детально вивчені і в подробицях палеонтологічно охарактеризовані [17]. Тут вона трансгресивно залягає на палеогенових утвореннях зони Закарпатського глибинного розлому і представлена сірими поліміктовими пісковиками, алевролітами і слабо літифікованими аргілітами з рідкими прошарками мергелів і, зрідка, гравелітів. Осадонакопичення в цій западині закінчилось на рубежі еггенбург-отнанг, в зв'язку з початком орогенних рухів і загального здімання Карпатської гірської споруди.

На думку М.Г.Приходько [142], деяке "запізнювання" в закладенні Данилівсько-Грушівської празападини, в порівнянні з Підгальською западиною (весь середній еоцен), пов'язано з їх належністю до різних басейнів осадонакопичення (Марамуреського та Центральнокарпатського відповідно) і викликане тектонічними причинами. Таким чином, за М.Г. Приходьком, в палеогені по зоні Оашського розлому проходив вододіл між Центральнокарпатським і Марамурешським морськими басейнами.

Оашський розлом слугує роздільним елементом не лише для Закарпатського прогину, а і для зони Припаннонського розлому. За типами розрізу мезозою і відомими на даний час проявами мезозойського магматизму зона поділяється на дві підзони — Берегівську (західну) і Вишківську (східну) [87, 88, 139].

Приведені вище відмінності між Чоп-Мукачівською та Солотвинською западинами дозволили А.В.Чекунову розглядати Закарпатський прогин як структуру, накладену на різні тектонічні зони доорогенних Карпат: Чоп-Мукачівська западина сформувалася на центральних масивах Внутрішніх

Карпат, а Солотвинська — на флішових зонах Зовнішніх Карпат [192]. У зв'язку з цим важливу роль відіграє Оашський розлом, який, на думку А.В. Чекунова, являє собою не просто орографічний елемент, а відповідає важливому тектонічному шву, який розділяє різні блоки земної кори.

О.С.Вялов також відмічає, що Закарпатський прогин "разделен на две части — Чопскую и Солотвинскую, имеющие целый ряд отличий в характере разреза, тектонике и особенностях глубинного строения" [28]. На його переконання, суттєві відмінності в будові дозволяють припустити, що Чопська та Солотвинська западини спочатку являли собою дві окремі тектонічні одиниці, але на певному етапі розвитку були "спаяні" з попутнім утворенням шовної зони та виникненням кордильєри в її межах. О.С.Вялов припускає [27], що вертикальні рухи кордильєри відбуваються по прикордильєрних розривах і можуть змінювати свій вертикальний напрям. Це дає змогу думати що протягом кайнозою висхідні та низхідні рухи Оашської кордильєри регулювали умови осадонакопичення в межах зон Закарпатського прогину, Закарпатського та Припаннонського глибинних розломів.

М.Г.Приходько також є прихильником такої думки [142]. На його переконання, спроби уявити собі механізм впливу Оашського розлому на розподіл фацій в Закарпатському прогині та зоні Припаннонського розлому приводять до висновку про існування в межах його зони поперечної кордильєри. Також таким чином можна пояснити доволі тупе виклинювання Вежанського покриву в зоні Закарпатського глибинного розлому. На думку М.Г. Приходька, прояви такої кордильєри необхідно шукати в фундаменті Закарпатського прогину в межах зони Оашського розлому, розбуреність якої наразі залишає бажати кращого.

Також на користь думки про накладання Чоп-Мукачівської та Солотвинської западин на різні тектонічні зони доорогенних Карпат свідчать особливості сеймотектоніки Закарпатського прогину. На картах довготривалої сейсмічності Р.С. Пронишиним у 1977 р. було виділено дві зони підвищеної сейсмічної активності та максимальних можливих землетрусів [143, 144]. До

першої зони була віднесена західна частина Закарпаття — район Мукачева — Сваляви (зона А), а до другої — східна частина Закарпаття — територія Тячева — Сігета (зона В). На думку [145], різний сейсмічний режим зон А та В обумовлений їх належністю до різних тектонічних зон, границя між якими проходить по Оашському розлому.

Таким чином, дані про тектонічну активність та геологічну будову регіону не дають чіткої відповіді на питання про вік утворення Оашського розлому, проте демонструють важливе значення зони Оашського розлому протягом мезокайнозою та дозволяють вважати її дещо ослабленою ще до початку неогену. Ряд даних свідчить на користь того, що Чоп-Мукачевська та Солотвинська западини накладені на дві окремі тектонічні одиниці, які мали незалежний розвиток, але на певному етапі були поєднані з попутнім утворенням шовної зони. Перепад глибини залягання шару Мохо, який використовується деякими дослідниками як аргумент на користь глибинності Оашського розлому, цілком вписується в таке бачення. Наявність ослабленої зони разом з неогеновою диференціацією коливальних рухів Чоп-Мукачевської та Солотвинської западин дозволяють пояснити особливу інтенсивність вулканізму та формування вулканічного хребта Великий Шолес.

2.3. Циклічність вивержень неогенового вулканізму Закарпаття, та виділення комплексів вулканічних порід. В процесі досліджень були порівняні схеми розвитку магматизму та погляди на розчленування вулканітів Є.Ф. Малєєва, Б.В. Мерліча, З.М. Ляшкевич та В.Г. Молявка. Незважаючи на ряд спільних рис, спостерігаються суттєві розбіжності у виділенні фаз та магматичних комплексів (табл. 2.3.1).

Є.Ф. Малєєв, залежно від тектонічного режиму, виділяв три цикли утворення вулканітів в Закарпатті. Неогеновий вулканізм він відніс до орогенного циклу та виділив 4 фази. Кожну фазу Є.Ф. Малєєв виокремлював за закономірно побудованим комплексом вулканогенних утворень, його приуроченістю до певного тектонічного етапу і до певних глибоких розломів [103].

Б.Ф. Мерліч також виділяв 4 фази неогенового магматизму, однак магматичні комплекси він виділяв перш за все за фаціальною приналежністю, що стало причиною об'єднання продуктів декількох фаз вулканізму в одному комплексі [118].

Розглядаючи магматизм Карпат, З.М. Ляшкевич виділяє відносно геодинамічної ситуації три фази: мезозойську, неогенову та пліоцен-плейстоценову. Таким чином, за її класифікацією неогеновий магматизм об'єднується в одну фазу. Керуючись розташуванням, віком, петрографічними та петрохімічними ознаками вулканітів, вона виділяє три комплекси: новоселицький, доробратівський і вигорлат-гутинський [96, 97].

Класифікацію В.Г. Молявка необхідно розглянути дещо детальніше. Загалом цим дослідником для Внутрішніх Карпат та Паннонії було виділено 6 вулканічних фаз і продукти п'яти з них представлені в межах Закарпаття. Досліджуючи вулканізм Вигорлат-Гутинського пасма, В.Г. Молявко опирався на характерну особливість вулканічних утворень ВГП — визначений М.В. Короновським та ін. [70] факт існування ритмічності вивержень. Детальні роботи, проведені М.В. Короновським в центральній частині Вигорлат-Гутинського пасма, в районі масиву г. Синяк, виявили досить чітко фіксовану циклічність вивержень, продукти яких були об'єднані в три магматичних комплекси – матеківський, синяцький, обавський, які можуть класифікуватися як асоціації порід послідовних фаз вивержень, пов'язаних з окремими періодами тектонічного пошавлення в межах конкретного вулканічного масиву [70]. Як зазначають І.М. Остафійчук та ін. [132, 133], петрохімічні відмінності порід цих комплексів несуттєві. До того ж, при всьому розмаїтті вулканітів цих асоціацій виділити які-небудь чіткі петрографічні критерії розчленування цих комплексів досить складно. Разом з тим, в розрізі кожного комплексу спостерігається досить чітка зміна фацій порід. Переважна маса порід кожного комплексу складається з двох пачок, перша з яких зазвичай туфова, а друга лавова. Цим двом пачкам часто передують невелика порція вулканітів більш кислого складу. Завершується прояв кожного комплексу

серією дрібних субвулканічних тіл, що знаходяться переважно на периферії вулканічних масивів.

Така ж циклічність вивержень встановлена і для західної та східної частин Вигорлат-Гутинського пасма, що дозволяє виділити тут свій набір аналогічних комплексів. Підставою для виділення комплексів в межах всього пасма, за даними В.Г. Молявка та ін. [124], слугувала закономірна зміна складу і характеру порід для кожної з його частин, пов'язана з діяльністю певних вулканічних центрів.

Перший вулканічний комплекс (для зручності умовно – надкомплекс) включає: нижню товщу туфів і лав в Ужгород-Перечинському районі у складі анталовського комплексу [60]; утворення, що об'єднуються в матеківський комплекс на масиві Синяк і зі стратиграфічною перервою [60] залягають на неогенових моласах баден-сармату (від тереблінської до алмаської світ), і відповідно можуть корелюватися з відкладами ізівської світи; товщу туфів і лав андезитів і андезибазальтів, що перешаровуються, а також андезидацити на хребтах Великий Шоллес і Оаш. На відміну від «Стратиграфічної схеми ...» 1993 року [168], де матеківський комплекс позиційно розміщений вище анталовського, нами вони розглядаються як практично одновікові утворення з незначним поступовим омолодженням за простяганням Вигорлат-Гутинського пасма у південно-східному напрямі. Характерною особливістю виділеного надкомплексу є широкий розвиток пірокластичних утворень, направлене зменшення інтенсивності експлозивної діяльності до кінця етапу, збільшення ролі лав і наявність екструзивних тіл у верхах розрізу. Виняток складає район масиву Попричний, де утворенню порід головних фацій першого вулканічного комплексу передувало впровадження екструзивних куполів ріолітового складу, які більшістю дослідників відносяться до догутинських утворень. Зокрема, В.П. Костюк [73], Є.Ф. Малєєв [103] гранатвмісні ріоліти і дацити розглядали у складі луківської світи, зазначаючи їх подібність до ріолітів Березівського підняття. Нами пропонується ці специфічні утворення з гранатом віднести до перечинського комплексу і паралелізувати їх з луківською світою, як це

припускалося цими дослідниками. Зазначимо, що у свій час Г.Г. Сасінім [84] гранатвмісні вулканіти Вигорлат-Гутинського пасма розглядалися в об'ємі виділеної ним перечинської світи.

Другий комплекс (надкомплекс) охоплює широку гаму порід від вулканогенно-осадових утворень до лав і туфів андезитового і ріолітового складу. В Ужгород-Перечинському районі до нього відносяться ріодацитові і дацитові куполи району с. Середнє і товща туфів та лав верхніх андезитів, що завершують вулканогенний розріз на цій ділянці пасма (вершина г. Маковиця) і представляють тут маковицький вулканічний комплекс. В центральній частині Вигорлат-Гутинського пасма (стратовулкани Синяк, Борилів Діл) він відповідає синяцькому комплексу, що тут виділяється [69, 70], а на хребтах Великий Шоллес і Оаш до нього відносяться тільки ріоліти екструзивних куполів. Замість лав і туфів середньої та верхньої частини розрізу другого комплексу тут розвинута пачка осадових і вулканогенно-осадових порід. Характерною рисою другого вулканогенного комплексу є залягання в його підшві вулканогенно-осадових утворень, кір вивітрювання, що свідчать про тимчасове послаблення вулканічної діяльності, і зменшення об'ємів порід ріолітового й дацитового складу. Як і в першому комплексі, в розрізі порід другого комплексу спостерігається збільшення ролі лав андезитового і дацитового складу у верхах розрізу. Виняток складає східна частина пасма, де основні утворення відсутні.

Нарощують розріз вулканогенні породи, що складають обавський комплекс, який з розмивом залягає на відкладах другого надкомплексу. Вулканіти цього комплексу в західній частині пасма відсутні, що підтверджує існуючі уявлення про міграцію сармат-паннонського вулканізму з північного заходу на південний схід. В центральній частині пасма (стратовулкан Синяк, південно-східний схил Борилового Ділу [60]) до обавського комплексу належать дві лавові товщі андезитів з характерним червоним андезитовим туфом і туфобрекчією у його підшві [69, 70]. Породи комплексу у центральній і східній частинах (за винятком західної, де вони відсутні) Вигорлат-Гутинського пасма поширені на вододільних ділянках. На нашу думку, більш

реалістичним буде зіставляти обавський комплекс з кошелівською світою Закарпатського прогину. В хребтах Шоллес і Оаш до цього комплексу відноситься лавова товща андезібазальтового складу, що раніше розглядалася [103, 106] у складі бужорської світи. Обавський комплекс характеризується майже повною відсутністю туфового матеріалу і лавовим характером його порід.

Таким чином, в межах Вигорлат-Гутинського пасма, з урахуванням даних В.Г. Молявка та ін. [124], виділено два вулканогенних надкомплекси і два комплекси, особливістю яких є стратиграфічна послідовність їхнього формування на окремих ділянках. Їх утворення пов'язується з проявами третьої (перечинський комплекс), п'ятої (перший і другий надкомплекси) і шостої (обавський комплекс) фаз орогенного вулканізму. Звідси випливає наступний висновок, а саме, про доцільність виділення в межах Центрально-Закарпатської області шести фаз вулканічного прояву – три в ранньоорогенну і три в пізньоорогенну магматичні епохи.

Варто зазначити, що, за А.Ф. Гончаруком [43], на Вигорлат-Гутинському пасмі мав місце прояв не менше чотирьох фаз вулканізму, а всього в межах Центрально-Закарпатської області ним було виділено вісім. Під вулканічним комплексом цей дослідник розумів природну асоціацію вулканогенних утворень, що сформувалася протягом однієї фази. Більш давні вулканічні породи на пасмі мало поширені та відомі тільки в його західній частині, де представлені екструзивними куполами ріолітів і ріодацитів часто гранатвмісних, які, на думку А.Ф. Гончарука, були вкорінені в третю фазу орогенного вулканізму.

РОЗДІЛ 3. ГЕОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ВУЛКАНІТІВ ВИГОРЛАТ-ГУТИНСЬКОГО ПАСМА

3.1. Загальна мінералого-петрографічна і петрогеохімічна характеристики. В цілому вулканізм Вигорлат-Гутинського пасма характеризується численністю виходів епіцентрів, слабкою внутрішньокамерною диференціацією магми. Утворюючись в орогенну стадію Карпат, вулканічні породи, незважаючи на велике розмаїття петрографічних відмін, виявляють тісну генетичну спорідненість. Вона підтверджується загальною асоціацією і складом мінералів-вкраплеників (основний плагіоклаз та гіперстен), послідовністю їхньої кристалізації як в базальтах, так і в самих кислих дериватах (олівін–лабрадор–бітовніт та гіперстен–андезин–лабрадор+клінопіроксен–основна маса) і спільністю рис хімізму – переважною належністю цих порід до сімейства вапняно-лужних магм, що дозволяє віднести їх до андезит-базальтової формації [103].

В західній і центральній частинах Вигорлат-Гутинського пасма просторове розміщення ефузивів контролювалося тектонічним режимом Закарпатського глибинного розлому. Сформовані тут споруди вулканічних масивів Попричний, Анталовський, Синяк, Борилів Діл, представлені асоціаціями порід андезибазальт – андезит – андезидацит – дацит – ріодацит. Оашський розлом контролював у панноні вулканічну діяльність в межах хребта Великий Шоллес, де поширені асоціації порід андезибазальт–андезит–дацит–ріолітового ряду. В зоні сполучення поперечного Оашського і Припаннонського глибинних розломів в районі вулканічного хребта Оаш представлені асоціації базальт (олівіновий) – андезибазальт – андезит – дацит – ріолітів.

Спільність тектонічної позиції (зв'язок з глибинними розломами) і характер прояву вулканітів ранньо- і пізньоорогенної стадій (баден–паннон і, можливо, понт) зумовили майже однакові риси їх петрографії, хімізму, розподілу елементів-домішок і фізичних властивостей.

Склад вулканічних порід Вигорлат-Гутинського пасма і ланцюга похованих вулканів в цілому змінюється від базальтів до ріолітів. За мінеральним складом і співвідношенням мінералів-вкрапленників серед порід основно–середнього ряду (базальти–андезити) переважають піроксенові відміни з різним співвідношенням вкрапленників: двопіроксенові, гіперстенові, гіперстен-плагіоклазові. В окремих вулканах широко розвинуті олівін-піроксенові породи цього ряду. Кислий ряд порід андезидацит–ріоліт представлений гіперстеновими, роговообманково-гіперстеновими, роговообманково-біотитовими (з гіперстеном) відмінами. Майже постійно присутній клінопіроксен. Характерний прояв гранатових (альмандин) відмін в основі розрізу західної частини Вигорлат-Гутинського пасма. Магματοгенне походження альмандину на сьогодні вважається доведеним. Раніше висловлювалося припущення, що збагачення магми глиноземом на цій ділянці пасма відбувалося за рахунок асиміляції вмісних порід ще в період їх статичного стану при досить високому тиску [48, 164]. Дійсно, асиміляція навіть дуже високоглиноземистих порід карпатською магмою у момент виверження супроводжується утворенням роговиків, рясно насичених кордієритом, андалузитом, шпінеллю, але вони ніколи не містять гранат. На думку [30], підвищення глиноземистості магми, очевидно, обумовлено диференціаційними процесами всередині осередків, які знаходяться на глибині близько 30 км, що узгоджується з даними Д. Гріна, Е. Рінгвуда [47, 48]. Це припущення добре узгоджується як з потужністю земної кори даної ділянки, так і з самим фактом наявності граната саме в кислих (дацитових) продуктах, а також пояснює його альмандиновий склад [164].

За наближених умов, очевидно, відбувалося магмоутворення і в центральній частині Вигорлат-Гутинського пасма. Проте, осередки тут пов'язані з крупним глибинним розломом, що відділяє Внутрішні і Зовнішні Карпати, в зоні максимальних його амплітуд і значних перепадів потужності земної кори. У зв'язку з цим вони формувалися на дещо більших глибинах, що, з одного боку, зумовило меншу глиноземистість магми, а з іншого – викликало

підвищення їх лужності і залізистості. В результаті формувалися характерні для Закарпаття, але, загалом, вельми незвичайні, порівняно високоглиноземисті і в той же час високозалізисті базальтоїдні магми підвищеної лужності.

Серед утворень східної і південно-східної частин пасма в масивах Великий Шоллес і Оаш збільшується в цілому частка більш основних порід, з'являються олівінвмісні відміни (при нормативному плагіоклаз–піроксен–кварцовому складі), рудний мінерал, підвищується глиноземистість, лужність (за Na_2O), Fe_2O_3 , вміст Mn, V, Ga, Pb, знижується вміст MgO, FeO, Cr, Ni, Li, зростає питома вага і магнітність порід [30, 183].

Виявлене співвідношення основних компонентів хімічного складу і відповідний нормативний парагенезис мінералів: Pl–Нур–Сог для ефузивів Великий Шоллес, Pl–Нур–Di — для масивів Попричний і Анталовський, оскільки відносне підвищення Al_2O_3 і Na_2O при збідненні FeO, MgO і CaO призводить до утворення плагіоклазу з підвищеним відношенням Ab/An. Надмірний Al_2O_3 виділяється у вигляді корунду, піроксен представлений гіперстеном, а підвищення залізистості зумовлює виділення рудного мінералу [30, 183].

Особливістю всіх вулканічних порід Закарпаття є відсутність різких границь між членами ряду базальт–ріоліт, єдність асоціацій або закономірність зміни парагенезисів мінералів-вкраплеників. Перехід від однієї петрографічної відміни до іншої в породах близької основності відбувається за рахунок зміни співвідношення мінералів-вкраплеників [30, 183].

Плагіоклази, найпоширеніші мінерали серед вкраплеників, характеризуються високою вапнистістю: звичайні, навіть в дацитах, лабрадор і бітовніт (№62–70), а в більш основних лавах – бітовніт і анортит (№85–92). Широко поширені наскрізні генерації основних плагіоклазів (№60–70), що проходять через усю сукупність дериватів. Все це свідчить про безперечний парагенетичний зв'язок порід. Частота присутності високоосновного плагіоклазу серед вкраплеників незакономірно зростає від дацитів до базальтів. Плагіоклаз більш кислого складу (№40–60) характерний, головним чином, для

ріолітов і ріодацитів Береговського підняття і порівняно нечастий в аналогічних породах Вигорлат-Гутинського пасма. В більш основних породах він зустрічається тільки в мікротрапелітах і в зовнішніх облямітках зональних кристалів [30, 183].

Для гіперстена у породах ряду (серії) базальт-ріоліт характерна постійність складу ($2V=58-60^\circ$), висока магнезіальність (33–38% залізного компонента), асоціація з трапелітами лабрадора (№60–70), з якими, виходячи з характеру взаємовідносин, він кристалізувався одночасно. В окремих відмінах порід з'являється бронзит ($2V=70-72^\circ$) [30, 183].

Склад клінопіроксену змінюється більш широко (від піжоніту до авгіту), оптичні константи його непостійні ($cNg=30-56^\circ$, $2V=34-54^\circ$). По відношенню до гіперстена і плагіоклазу ранніх генерацій він є більш пізнім виділенням, вміст його коливається, але, як правило, залишається більш низьким, ніж для гіперстена [30, 183].

Олівін присутній тільки в найбільш основних відмінах. Склад його, за даними В.С. Соболева [165], істотно магнезіальний (12–22% фаялітової молекули), значна частина зерен повністю заміщена вторинними мінералами — хлоритом, ідінгітом, карбонатом, гідрооксидами заліза.

Зрідка серед трапелітів зустрічаються біотит і базальтична рогова обманка, в основному в породах екструзивних куполів. Відсутність рогової обманки, за рідким винятком, є характерною ознакою вулканітів Центрально-Закарпатської області. Пояснюється це тим [73], що за низьких концентрацій натрію рогова обманка є нестійкою і розкладається з утворенням піроксену і основного плагіоклазу, і такі породи відносяться до піроксенвмісних. Щодо біотиту, цим дослідником зазначається, що в кислих вулканітах він більш залістий і за складом відповідає лепідомелану. В ріолітах і ріодацитах Бергівського підняття присутній також кварц (до 2,5%), а також в породах близького складу з району Перечин-Дубриничі — гранат (до 0,3%). Акцесорна мінералізація в лавах представлена цирконом, апатитом, корундом, піритом,

кіновар'ю, ільменітом, магнетитом, рутилом, анатазом, гранатом. Характерними є часті знахідки муасаніту [44, 128].

Неогенові вулканічні породи Закарпаття в цілому і петрохімічно дуже витримані і відносяться до вапняно-лужного гранично сильного і сильного тихоокеанського типу. Серіальний індекс Рітмана (σ) [235] для вулканічних порід досліджених масивів коливається в невеликих межах (1,24–1,55 – вулканічні масиви Попричний, Анталовський; 1,26–1,72 – Синяк, Борлюв Діл, 1,36–1,63 – Чопський ланцюг похованих вулканів; 1,60–1,99 – Великий Шоллес; 0,38–1,96 – Оаш; 1,22–1,69 (середнє 1,47) – Берегівське підняття).

На площині *asb* зведеної діаграми О.М. Заварицького (рис. 3.1.1) андезибазальт – андезит – андезидацит – дацит – ріолітові утворення Вигорлат-Гутинського пасма утворюють сильно витягнутий по осі «b» безперервний рій фігуративних точок, що групуються навколо лінії Пеле і в просторі Пеле–Лассен-пік. У даних серіях порід є всі перехідні відміни від базальтів через широко представлений ряд андезибазальт–андезитів до екструзивних дацитів і ріодацитів. Характерно при цьому, що ареали розповсюдження порід еруптивних фаз, що виділяються, не відокремлюються, а перекриваються по всьому полю діаграми. Незважаючи на приналежність до окремих комплексів або фаз вулканізму, виділяються петрографічні групи: базальт – андезибазальти, андезибазальт – андезит – дацити і ріодацит – ріоліти. При цьому найбільш безперервний ряд порід представлений в західній і центральній частинах пасма (вулканічні масиви Попричний, Анталовський, Синяк, Борлюв Діл), в межах хр. Оаш склад порід більш контрастний (базальт–андезит–ріоліт) [30, 183].

Спостерігається деяка диференціація складу наведених серій по латералі: ефузиви вулканічних хребтів Шоллес і Оаш, що просторово тяжіють до Оашського і Припаннонського глибинних розломів, в цілому більш лужні, ніж аналогічні їм серії вулканічних порід масивів Попричний, Анталовський, Синяк (пов'язані із Закарпатським глибинним розломом).

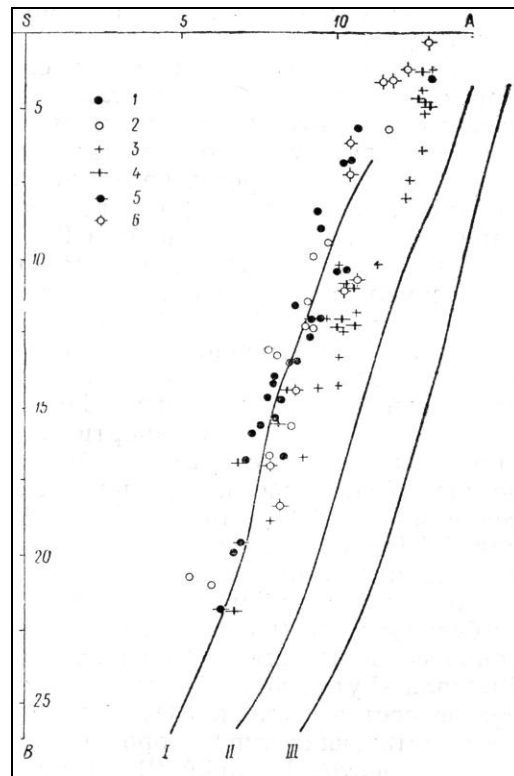


Рис. 3.1.1. Петрохімічна діаграма О.М. Заварицького для новітніх ефузивів Центрально-Закарпатської області [30]. Вулканічні масиви: 1 – Попричний, Анталовський; 2 – Синяк, Борліов Діл; 3 – Великий Шоллес; 4 – Оаш; 5 – Бужора; 6 – Берегівське підняття і ланцюг похованих вулканів. Типи природних асоціацій вулканітів: I – Пеле, II – Лассен-пік, III – Йеллоустон-парк.

Варіаційні лінії їх складу чітко зміщені вправо. Смуги розповсюдження фігуративних точок вулканітів масивів Попричний, Анталовський, Синяк і Борліов Діл перекриваються. Таким чином, пізньосарматські–паннонські вулканіти Вигорлат-Гутинського пасма утворюють петрохімічно єдиний ряд, що, можливо, відображає факт їх генетичної спорідненості.

Андезибазальт–андезити сармата і паннону Чопського ланцюга похованих вулканів за петрохімічними показниками і положенням на діаграмі не відрізняються від ефузивів Вигорлат-Гутинського пасма. Характерно також, що ріоліти куполів Берегівського підняття, гранатвмісні ріоліти низів розрізів району Перечин-Дубриничі та ріодацити куполів хребтів Великий Шоллес і Оаш хоча і знаходяться на діаграмі в межах одного рою, разом з тим дещо зміщені лівіше їх Вигорлат-Гутинських аналогів (рис. 3.1.2.).

При загальній однорідності складу відповідних видів порід у межах пасма базальт–андезибазальти хребтів Великий Шоллес і Оаш відрізняються

підвищеним вмістом Na_2O і зниженим MgO . Щодо середнього складу вапняно-лужних відмін порід, вулканічні породи основного–середнього складу Вигорлат-Гутинського пасма характеризуються вищою кремнекислотністю, глиноземистістю, вапнистістю, значним вмістом K_2O і меншим TiO_2 , FeO , MgO , MnO . Для ріолітів зберігається різниця складу по глинозему, вапну, закисному залізу. Виявлена специфіка загального хімізму неогенових вулканічних утворень Вигорлат-Гутинського пасма є типовою для андезитових формацій молодих орогенів і острівних дуг [82, 185].

На потрійній діаграмі (рис. 3.1.2.) Ab–An–Or (альбіт–анортит–ортоклаз) поле розповсюдження пліоценових вулканічних порід Вигорлат-Гутинського пасма має вигляд не дуже широкої, майже вертикальної смуги, що

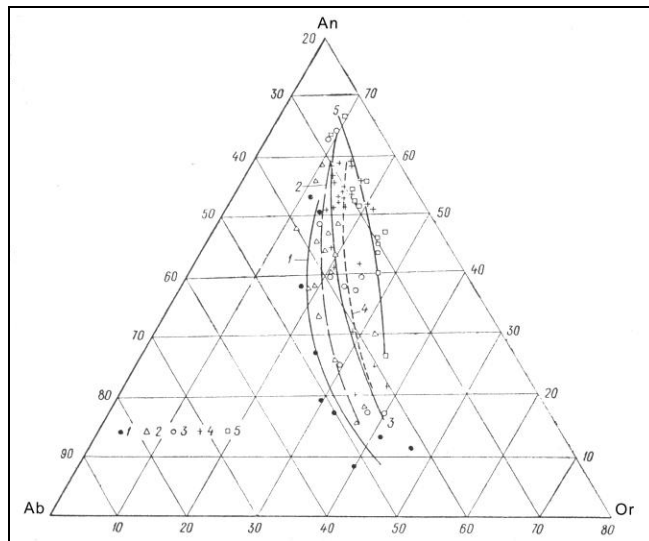


Рис. 3.1.2. Діаграма Ab–An–Or (альбіт–анортит–ортоклаз) для вулканітів Центрально-Закарпатської області [30]. 1 – базальт–андезибазальт–андезит–андезидацити і дацити масивів Попричний, Анталовський, Синяк, Борліов Діл, Великий Шоллес, Оаш; 2 – екструзивні ріоліти і ріодацити цих серій; 3 – гранатвмісні ріоліти району Перечин-Дубриничі; 4 – ріоліти куполів Берегівського підняття.

характеризує постійність (статистичну) співвідношення $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ за загального зростання Ab–Or компоненти. Найбільш стабільний склад плагіоклазу в андезибазальт–андезитах ранньої вулканічної фази на масивах Попричний, Анталовський, Синяк. На діаграмі також відзначається зміщення варіаційних ліній нормативних складу плагіоклазів вулканічних масивів Великий Шолес і Оаш відносно масивів Попричний і Синяк, внаслідок

збільшення в них частки альбітової складової для всього розмаїття номерів плагіоклазів. Ефузиви Чопського ланцюга похованих вулканів і Березівського підняття займають при цьому крайнє ліве положення, тобто, для них характерне найбільше відношення Ab/Or за одного й того ж вмісту анортитової компоненти.

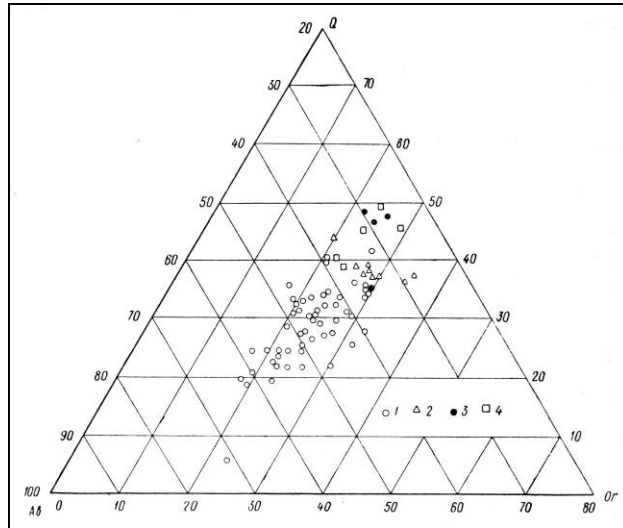


Рис. 3.1.3. Діаграма Боуена і Таттла (кварц–альбіт–ортоклаз) для вулканітів Центрально-Закарпатської області [30]. 1 – базальт–андезибазальт–андезит–андезидацити і дацити масивів Попричний, Анталовський, Синяк, Борліов Діл, Великий Шоллес, Оаш; 2 – екструзивні ріоліти і ріодацити цих серій; 3 – гранатвмісні ріоліти району Перечин-Дубриничі; 4 – ріоліти куполів Березівського підняття.

На діаграмі (рис. 3.1.3) Боуена і Таттла Q–Or–Ab (кварц–ортоклаз–альбіт) фігуративні точки паннонських ріодацит–ріолітів різних вулканічних циклів розташовуються поблизу мінімуму на котектичних лініях кремнезем–польовий шпат. Ареал їх розповсюдження є безпосереднім продовженням ареалу фігуративних точок андезибазальт–андезитової серії, що підтверджує генетичний зв'язок цих порід і визначальну роль фракціонування при їх утворенні. Фігуративні точки міоценових ріолітових куполів Березівського підняття і гранатвмісних ріолітів району Перечин-Дубриничі розташовуються трохи вище від котектичного мінімуму в полі первинної кристалізації кремнезему [30, 183].

На діаграмі Уеджера і Діра $[(Fe_2O_3+FeO)-MgO-(Na_2O+K_2O)]$ (рис. 3.1.4) всі серії неогенових вулканічних порід Центрально-Закарпатської області розташовуються переважно в полі гіперстенової серії порід Х. Куно [219],

фіксує напрям диференціації, близький до такого для середнього складу порід за Р. Делі.

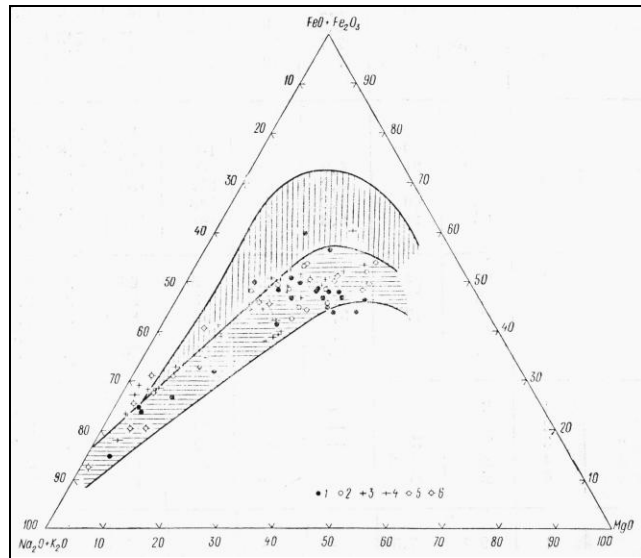


Рис. 3.1.4. Діаграма Уеджера і Діра ($\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$)– MgO –($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) для вулканічних порід Центрально-Закарпатської області [30]. 1 – базальт–андезибазальт–андезит–андезидацити і дацити масивів Попричний, Анталовський, Синяк, Борліов Діл, Великий Шоллес, Оаш; 2 – екструзивні ріоліти і ріодацити цих серій; 3 – гранатвмісні ріоліти району Перечин-Дубриничі; 4 – ріоліти куполів Берегівського підняття.

Ближче до поля піжонітової серії, частково потрапляючи до його контуру, розташовуються андезити, дацити і ріодацити хребтів Великий Шоллес і Оаш, тобто, для них характерне відносне збільшення ролі заліза в порівнянні з магнієм.

Таким чином, при загальній витриманості хімізму для неогенових вулканічних утворень Центрально-Закарпатської області встановлюється деяка специфічність складу, що визначається їх структурно-тектонічним положенням в системі прогину. Висока лужність і залізистість, поява олівінових відмін і більш основних в цілому (до базальтів) утворень характерні для серій хребтів Великий Шоллес і Оаш, контрольованих Оашським і Припаннонським глибинними розломами, в порівнянні з тими ж петротипами порід в межах вулканічних масивів Попричний, Анталовський, Синяк, контрольованих Закарпатським глибинним розломом.

Аналіз розподілу вмісту елементів-домішок дозволив встановити для порід ряду базальт–андезибазальт–андезит в порівнянні з кларковим рівнем (за

О.П. Виноградовим [19]) збіднення елементами-домішками фемічної групи (Ti, Cr і особливо Ni, слабше Mn), які геохімічно тісно пов'язані з магнієм і закисним залізом. Для порід дацит–ріодацит–ріолітового ряду фіксується успадкований дефіцит по елементах Cr, Co, Ni, Ga, Y, Li, Rb і одночасне збагачення Pb, Zr, Cs, Sn і особливо виразно Cu, Mo [30, 183].

Порівнюючи розподіл хімічних елементів в породах одного петрографічного виду (базальт, андезибазальт і т. д.) на Закарпатті, варто підкреслити його велику однорідність: коливання середнього вмісту елементів в породах одного петрографічного виду на Вигорлат-Гутинському пасмі не перевищують половини порядку. У всіх породах асоціації базальт–андезит хребтів Великий Шоллес і Оаш виявляється підвищення змісту Co, Ni, Sn і в більшості випадків Zn, U і пониження Cr у порівнянні з аналогічними вулканітами західних і центральних частин пасма [30, 183].

Відношення K/Rb для вулканітів всіх виділених в межах Вигорлат-Гутинського пасма фаз коливається в невеликих інтервалах (190–240), що може інтерпретуватися як ознака їх комагматичності, генетичної спорідненості. Для ріолітів Берегівського підняття відношення K/Rb (224) дещо підвищене в порівнянні з екструзіями ріодацитів паннону (187) [30, 183].

У зміні відношення Ti/Mn, яке використовується деякими дослідниками [1, 2] як міра глибинності утворення магматичних порід, не виявляється направленої зміни з віком порід. Ефузиви вулканічного комплексу масиву Синяк характеризуються відносно постійними (3,0–4,5) значеннями цього параметра. В цілому ефузиви південно-східних ділянок пасма (хребти Великий Шоллес, Оаш) характеризуються більш високими значеннями відношення Ti/Mn (до 10,5) [30, 183].

Дослідження характеру розподілу основних породотвірних оксидів і елементів-домішок розглянутих серій вулканічних порід залежно від значень кремнекислотності та індексу кристалізації X. Куно (SI) вказує на визначальну роль фракціонування для таких компонентів, як MgO, Cr, Ni, Co, Mn, V, Ti. Розподіл концентрацій рідкісних домішкових елементів у ряді андезибазальт–

андезит не корелюється з SiO_2 або Si . Концентрації їх змінюються у вузькому діапазоні [131].

Ріодацити і ріоліти екструзивних куполів при успадкуванні загальних особливостей хімізму попередніх утворень (збіднення фемічними домішками, підвищена основність мінералів-вкраплеників) характеризуються різким підвищенням вмісту Pb, Sn, Zr, Li, Rb, Cs, переважанням K_2O над Na_2O , що може розглядатися як результат можливої концентрації їх при становленні у відокремлених периферійних центрах [30, 183].

Таким чином, в результаті комплексного дослідження петрографії, хімізму, розподілу елементів-домішок сармат–паннонських ефузивних порід Центрально-Закарпатської вулканічної області виявляються [30, 183]:

- безперервність зміни (наявність всіх перехідних відмін) складу порід від базальту до ріоліту;
- близький (часто ідентичний) склад, вигляд і парагенезис мінералів-вкраплеників;
- крайній вапняно-лужний петрохімічний характер;
- виразна петрогеохімічна спеціалізація порід — підвищена кремнекислотність, глиноземистість, вапнистість при збідненні MgO , FeO і пов'язаними з ними домішками (Cr, Ni, Co, V), збагачення кольоровими металогенними (Cu, Pb) і рідкісними елементами (Sn, U, Li, Rb, Cs). Відзначена спеціалізація є загальною для всіх ділянок пасма, наскрізною і успадковується всіма похідними членами даних серій від основних до найкисліших; змінюється лише градієнт накопичення компонентів. Для базальтів, андезибазальтів і андезитів коефіцієнти накопичення Cu, Pb, Rb, U коливаються в межах 1,1–1,7, а для ріодацитів і ріолітів 1,5–2,5; в дацитах і ріодацитах екструзивних куполів і гранатвмісних ріолітах спостерігається часткова спеціалізація на Zn і Zr (1,5–2 кларка);
- для серій порід ранньо- і пізньоорогенних стадій характерна направлена і пов'язана зміна породотвірних оксидів, яка співпадає з боуєнівським трендом, близькі значення петрохімічних характеристик, стабільність геохімічних

індикаторних відношень (K/Rb, Rb/Cs, MgO/FeO), що свідчить про геохімічну спорідненість і генетичний зв'язок всіх порід Вигорлат-Гутинського пасма [30].

3.2 Фізичні властивості вулканічних порід. З метою кореляції вулканітів гетерогенної в геологічному відношенні Центрально-Закарпатської області були порівняні спільні та відмінні риси, що проявлені у фізичних властивостях порід. При порівнянні використовувались дані [30, 140, 173, 182, 183]

Густинні властивості. Варіативність значень мінеральної густини δ вулканітів слідує за мінливістю їх складу, причому із зростанням основності діапазон змін мінеральної густини звужується. Ріоліти екструзійних куполів Берегівського підняття характеризуються широким діапазоном зміни осереднених величин мінеральної густини. Мінеральна густина змінюється від $2,607 \text{ г/см}^3$ в екструзійних ріолітах г. Хаєш до $2,387 \text{ г/см}^3$ в ріолітах г. Мужіївської. Найбільший розмах значень мінеральної густини в породах середнього складу відзначений для утворень Чопського ланцюга похованих вулканів, масивів Синяк, Борліов Діл та низки інших об'єктів, що лежить в діапазоні від 2,800 для андезибазальтів г. Шаланка до $2,665 \text{ г/см}^3$ для андезитів г. Чорна. Видно, що у більш основних породах розмах варіативності мінеральної густини менший, аніж в більш кислих відмінах вулканітів. Найбільш відрізняються за мінеральною густиною андезибазальти, андезити і андезидацити лавових потоків і екструзивних куполів, розкритих в кар'єрі с. Кам'яниця ($\delta=2,85 \text{ г/см}^3$), відслоненнях верхів'я р. Ламованья ($\delta=2,90 \text{ г/см}^3$), г. Плішка ($\delta=2,86 \text{ г/см}^3$), андезибазальти р. Матекова (до $\delta=2,88 \text{ г/см}^3$) [182, 183].

Андезибазальти мають підвищені коефіцієнти варіації, які сягають до 2,1%. Також, номінально, серед основних вулканічних порід найвища мінеральна густина відзначається в андезибазальтах південно-східного схилу ($\delta=2,849 \text{ г/см}^3$) і вершини г. Анталовська ($\delta=2,805 \text{ г/см}^3$) [30, 182, 183].

Причиною мінливості величини мінеральної густини в межах однієї петрографічної групи є мінливість вмісту темнобарвних мінералів в основній масі і вкрапленнях, різний прояв вторинних процесів тощо. Найбільш висока мінеральна густина в ріолітах і перлітах екструзивних куполів Берегівського підняття мають відміни, що містять зерна темнобарвних мінералів. В ріолітах Косинського масиву з домішками гіперстену у вкрапленнях осереднена величина δ сягає $2,511 \text{ г/см}^3$. Присутність піроксену і альмандину обумовлює високу варіабельність δ до $2,5\%$ в межах однієї петрографічної групи ріодацитів і дацитів екструзивних куполів масивів Попричний і Анталовський. Незначне підвищення мінеральної густини в андезибазальтах, андезитах лавових потоків, андезидацитах і дацитах екструзивних куполів Вигорлат-Гутинського пасма зумовлено широким розвитком процесів опатизації темнобарвних мінералів і присутністю рудних мінералів. Інколи спостерігається зворотна тенденція. Заміщення в базальтоїдах олівіну вторинними мінералами призводить до зниження мінеральної густини (базальт стр. Холт) [30, 140, 173, 182, 183].

Таким чином, сильний зв'язок мінеральної густини з речовинним складом обумовлює тенденцію до збереження оберненого кореляційного зв'язку значень мінеральної густини і вмісту кремнекислоти у різних петрографічних типах. Тому найбільш основні різновиди вулканітів основного і середнього складу близькі за величиною δ до середнього значення мінеральної густини для базальтів. Наприклад, мінеральна густина андезибазальтів г. Чорна ($\delta=2,748\text{--}2,881 \text{ г/см}^3$) зіставляється з осередненими значеннями мінеральної густини базальтів ($\delta=2,697\text{--}2,906 \text{ г/см}^3$) [30, 140, 173].

Для порід з масивною текстурою практично завжди відстежується закономірний зв'язок між мінеральною і об'ємною густиною та їх основністю в межах окремих петрографічних видів. Водночас, в цих утвореннях вплив структурно-текстурних факторів є теж найбільш проявленим. Зниження величин δ разом із збільшенням їх варіацій відстежується в перлітах г. Пелікан. Для андезибазальтів масиву Оаш висока мінеральна густина водночас має

високу мінливість (коефіцієнт варіації складає 2%) внаслідок невтриманості складу в межах потоків. Вміст темnobарвних мінералів серед вкраплеників у них перевищує 7,5% [30, 182, 183].

Ємнісні властивості. Базальти загалом описуються низькою пористістю з дуже незначною варіативністю. Розкид значень як загальної, так і відкритої пористості порівняно невеликий. В олівінових базальтах верхів'я стр. Холт (масив Оаш) m_v сягає величини в 3,3%. Для утворень Центрально-Закарпатської області відстежується тенденція до зниження відкритої пористості при підвищенні загальної пористості, що пов'язано із зміною в'язкості лави базальтового складу [30, 182, 183].

Зростання середніх величин пористості відбувається одночасно із зростанням варіативності, що властиво практично всім андезибазальтам Вигорлат-Гутинського пасма, може обумовлюватися відмінними флюїдогазовими режимами їх кристалізації в межах окремих вулканічних центрів. Причому, найбільш високі загальна і відкрита пористості (16,65% і 2,05%) відзначені в андезибазальтах р. Уж, де є підвищена мікротріщинуватість. Інша група високопористих і низькогустинних утворень району – андезити г. Висока (20,88% та 17,33%) різко відмежовуються від високопористих, але із малою компонентою сполученої пористості (відповідно 15,87% і 2,03%), андезибазальтів лівого берега р. Латориця (в районі санаторію «Карпати»). Серед ущільнених андезибазальтів відмітимо екструзивні андезибазальти кар'єру с. Невицьке, що мають найнижчі, зіставні з «базальтовими» значеннями, величини пористості (відповідно 3,28% та 1,76%). Варто зауважити, що переважна частина андезибазальтів, андезитів та андезидацитів району має ємнісні параметри з модальними значеннями загальної пористості в 6,5% і відкритої пористості в 3,7% [140, 173].

Найменш щільні кислі вулканіти масивів Синяк і Борліов Діл характеризуються підвищеною пористістю, причому переважаючим параметром є відкрита пористість. Причиною високого коефіцієнту варіації загальної і ефективної пористості та підвищеної анізотропії пружних хвиль слід

шукати в неоднорідності текстури порід (смугасті, флюїдальні та ін.), різному ступені розкristалізації основної маси, який, до того ж, проявляє тенденцію до збільшення в екструзивних утвореннях [30, 140, 173, 182, 183].

Пружні властивості. У ряду, від основних до кислих порід, найбільш помітним трендом є зниження величин V_p та V_s , яке узгоджується із зростанням величини їх анізотропії. Найбільш тісно величини анізотропії зіставляються з флюїдальністю та мікротріщинуватістю порід. Але навіть на фоні високопружних базальтів і андезибазальтів вирізняються своїми петропружними характеристиками гранатвмісні ріодацити і дацити екструзивних куполів. Для них властива висока анізотропія пружних показників – коефіцієнт анізотропії пружних швидкостей сягає значень 38% в дацитах, для екструзій ріодацитів – 30%. Тенденція до послідовного зниження пружних параметрів в ряду петрографічних типів вулканітів може підсилюватися внаслідок зростання загальної та ефективної пористості і мікротріщинуватості [30, 140]. Поєднання високої густини і низької пористості обумовлює високі пружні характеристики: базальти масиву Бужора ($V_p=6,24-6,28$ км/с; $V_s=3,54-3,59$ км/с) і низькопористі однорідні базальти стр. Холт ($V_p=6,35$ км/с; $V_s=3,65$ км/с). Навпаки, андезибазальти р. Уж мають найменші значення швидкості розповсюдження пружних хвиль серед групи андезибазальтів ($V_p=4,81$ км/с; $V_s=2,90$ км/с) внаслідок зростання пористості. Натомість, основні ефузиви Вигорлат-Гутинського пасма мають невисоку пористість, що свідчить про помірну загазованість вихідного лавового матеріалу, що й приводить до високих пружних характеристик. І тому андезибазальти південно-східного схилу г. Анталовської мають максимальні значення пружних властивостей серед всіх вулканічних об'єктів північно-західної частини Вигорлат-Гутинського пасма [30, 182, 183].

Схожа ситуація в більш кислих відмінах вулканітів. Вищі значення загальної і ефективної пористості туфів дацитів стр. Поташня і туфів ріодацитів г. Бубен обумовлюють їх низькі пружні властивості.

Комплексний аналіз поведінки петропружних параметрів різних петрографічних видів вулканітів показує, що ці характеристики досить чутливі до зміни умов становлення. Для прикладу, субвулканічні аналоги ефузивів (андезибазальти, андезити і андезидацити лавових потоків і екструзивних куполів масивів Синяк і Борліов Діл; субвулканічні андезити г. Чорна Чопського ланцюга похованих вулканітів; андезибазальти кар'єру Радванка та низка інших об'єктів) відрізняються високою пружністю і незначною пористістю. Для лав моногенних лавових і шлакових конусів характерна виражена анізотропія пружних хвиль, що пов'язано зі слабкою текучістю вихідної магми. Спостерігається збільшення коефіцієнту пружної анізотропії вулканічних порід при переході від лавових до екструзивних фацій [30]. Як було встановлено [30], анізотропія швидкостей пружних хвиль для порід масиву Оаш свідчить про наявність у вулканічних тілах лінійно-орієнтованих зон. Причому анізотропія пружних хвиль вулканітів екструзивних фацій значно вище лавових [182, 183].

Розподіл величини V_p в межах окремих петрографічних видів вулканітів наближений до нормального, лише для параметру V_s в групах андезибазальтів і андезитів він має двомодальний характер, що пов'язано з відмінністю пружних властивостей між різними центрами вулканізму Вигорлат-Гутинського пасма (західної і східної його частин). У свою чергу, при порівнянні вулканітів близького петрографічного складу вулканіти Західних Карпат і Паннонської області мають дещо вищі значення V_p і V_s , ніж у відповідних аналогах Вигорлат-Гутинського пасма, що добре корелює із зміною пористості [30, 140, 173].

Різний ступінь розкристалізації порід разом з варіаціями густини і пористості обумовили розширення діапазону мінливості швидкості повздовжніх і поперечних хвиль в межах окремих петрографічних видів для різних вулканічних центрів. Тому, спостерігаються відносно вузькі межі змін швидкісних характеристик у вулканітах середнього (андезибазальти, андезити, андезидацити) і кислого складу (для ріолітів) з помітною дискримінантною

межею: 4,25–4,5 км/с для V_p та 2,6–2,8 км/с для V_s . Водночас, значно ширший діапазон змін параметру V_p в базальтах і дацитах перекриває всі вищезазначені петрографічні види. Для величини V_s не спостерігається такого перекриття і його, з певними застереженнями, можна використовувати для цілей ідентифікації та зіставлення порід [30, 182, 183].

Фізико-механічні властивості. Всі різновиди вулканітів Центрально-Закарпатської області характеризуються помітними коливаннями фізико-механічних характеристик, що визначається їх структурно-текстурними особливостями і варіаціями складу. З підвищенням кислотності та вмісту менш пружних мінералів відзначається пониження фізико-механічних властивостей водночас із збільшенням діапазону їх змін. Відзначається злагоджена зміна текстурно-структурних особливостей порід і їх фізичних характеристик – високі пружні параметри і швидкості пружних хвиль пов'язуються з повнокристалічними структурами, а характер флюїдальності з анізотропією. Більш кислі відміни порід, як правило, більш пористі з великими значеннями анізотропії пружних хвиль. Підвищення анізотропії пружних характеристик в екструзивних утвореннях у порівнянні з лавами є відображенням нерівноважних умов їх утворення [30, 182, 183].

Магнітні властивості. Вулканіти Центрально-Закарпатської області дуже різноманітні за магнітними властивостями, що виявляється як у величинах і діапазонах зміни індуктивних магнітних параметрів, так і в територіальній належності порід різних петромагнітних класів [30, 140, 173].

В першому наближенні за величиною магнітної сприйнятливості, концентрації і виду феромагнетиків можна виділити два класи порід: «магнітний» і «немагнітний» [30, 182, 183].

До «магнітного» класу порід Центрально-Закарпатської області відносяться представники всіх вулканічних порід середнього складу Чопського ланцюга похованих вулканів і Вигорлат-Гутинського пасма.

В аншліфах титаномагнетит андезибазальтів Чопського ланцюга похованих вулканів несе сліди руйнування первинного твердого розчину, а

присутність додаткових низькотемпературних фаз на термомагнітних кривих говорить про низькотемпературне окиснення, що виразилося в утворенні специфічної кривої 2-го типу термомагнітного аналізу. Індуктивні магнітні параметри андезибазальтів Вигорлат-Гутинського пасма також високоваріабільні, причому певну частку у варіабільність вносить наявність «магнітом'яких» різновидів із зниженим чинником Кенігсбергера ($Q < 1$). Інтенсивно окиснені різновиди андезибазальтів зумовлюють появу IV «маггемітового» типу кривої термомагнітного аналізу, що свідчить про високоокиснювальні умови поблизу поверхні Землі [30, 182, 183].

Певну подібність петромагнітної характеристики андезибазальтів Вигорлат-Гутинського пасма можна простежити серед утворень масивів Синяк і Борліов Діл. Великий діапазон мінливості магнітної сприйнятливості ($\alpha = 0,23 - 1,48$) із значеннями Q (2,7–112), III типом кривої термомагнітного аналізу, низькими точками Кюрі (для первинного титаномагнетиту $\Theta_k = 180 - 200^\circ\text{C}$) при збереженні високої магнітності говорить про первинний і збережений потенціал процесів низькотемпературного руйнування первинного магматичного титаномагнетиту основної маси породи і слабкий прояв процесів високотемпературного окиснення титаномагнетиту. Присутність свіжого ільменіту свідчить про те, що магма, що кристалізується, була буферизована по кисню приблизно на глибинах до 50 км [29]. Продукти повністю зруйнованого первинно-магматичного титаномагнетиту в «магніто-жорстких» утвореннях (гг. Токарня, Путка) представлені виключно магнетитом [30, 182, 183].

Породи базальтового і андезибазальтового складу масиву Великий Шолес відносяться до типово «магнітних» утворень. Особливо високі значення магнітної сприйнятливості ($\alpha = 4,28 \cdot 10^{-3}$) андезибазальтів г. Висельна, індуктивна намагніченість якої максимальна серед усіх вивчених вулканітів району, про що говорить аномально низьке значення чинника Q (0,3). Можна припустити, що феромагнетик цих порід представлений «магніто-м'якими» зернами, що різко збільшує магнітну сприйнятливість. Зниження чинника Q (не більше 1) також властиво андезитовим лавам розрізу р. Бистра. З урахуванням

гетерогенного стану твердого розчину титаномагнетитів, це може свідчити про низькотемпературний характер процесу, результатом якого стало руйнування первинно-магматичного титаномагнетиту. Андезитові лави хр. Оаш мають дещо інші магнітні властивості. Величина фактору Q в них незначна, але більше 1. У порівнянні з аналогічними за складом ефузивами хребта Великий Шоллес магнітна сприйнятливість нижча ($\alpha=0,9 \cdot 10^{-3}$), що, на нашу думку, є реакцією на різко знижену концентрацію рудних вкраплеників. Характерним для утворень хребта Оаш є також низькотемпературне однофазне окиснення з утворенням як маггеміту, так і титаномаггеміту [30, 182, 183].

Низькомагнітна група порід представлена андезибазальтами територіально зближених пунктів: кар'єрів Радванка, Ужгороду і р. Ламованья. Перші відміни містять найменш окиснене залізо, яке розподілене між ільменітом і титаномагнетитом. Для андезибазальтів Ужгороду феромагнетик представлений рудним фероільменітом з сильнозмінною залізистістю і встановлений досить специфічний V тип кривих термомагнітного аналізу [30, 173]. Мінералого-петромагнітний аналіз андезибазальтів р. Ламованья дозволяє припустити двоетапний процес руйнування первинного магнетиту: а) спочатку гомогенний розчин розпадався з утворенням ільменіту і низькотитанистого титаномагнетиту; б) їх заміщення титаногематитом. Загальними ознаками андезибазальтів «низькомагнітного» і «немагнітного» класів є слабке окиснення на високотемпературній стадії і значне на низькотемпературній, що призвело до утворення катіодефіцитних титаномаггемітів: гематиту, маггеміту і навіть гідрооксидів заліза (останні грають значну роль у формуванні кривих термомагнітного аналізу II типу). Релікти первинного титаномагнетиту відстежуються в появі фаз з низькими точками Кюрі (150 °C) [30, 183].

В породах середнього складу масивів Сияк і Борліов Діл широко розповсюджені «немагнетитові» криві термомагнітного аналізу (V і VI), що відповідають титаномагнетиту, присутньому в зростаннях з ільменітом в основній масі у вигляді вкраплеників. Рудний мінерал нерівномірно окиснений, з домінуючою компонентою високотемпературного окиснення. В таких умовах

титаномагнетит руйнується, минаючи стадію титаномаггеміту, утворюється агрегат магнетиту та ільменіту [195]. Певна частка первинного титаномагнетиту збереглася, що видно з наявності ТМК VI типа і феримагнітної фази з низькою точкою Кюрі ($\Theta_k=200-300$ °C). ІМП цих об'єктів описуються високим значенням чинника Q (більше 8) і варіабельністю магнітної сприйнятливості (0,6–1,05) і природної залишкової намагніченості (3–10) [30, 183].

За магнітними властивостями серед кислих вулканітів екструзивних куполів Берегівського підняття виділяються різновиди «немагнітного» ($\alpha < 0,07 \cdot 10^{-3}$ перліти г. Пелікан, туфи) і «магнітного» класів ($\alpha = 0,5 \cdot 10^{-3}$ перліти г. Косино, Хаєш, Ардов). Було доведено [30], що різні механізми утворення вулканітів відображаються у набутих ними магнітних властивостях. Магнітні відміни формуються за відносно повільної кристалізації, а немагнітні – за дуже швидкого охолодження. Відповідно петрохімічні особливості магнітних ріолітів визначаються дещо підвищеними концентраціями сумарного заліза; типом кривої ТМА і ступенем окисненості заліза. Так, екструзивні «магнітні» ріоліти, що мають найбільші коефіцієнти окиснення заліза, відносяться до IV «маггемітового типу» ТМА, а менш окиснені – до V типу [30, 183].

Магнітні властивості гранатвмісних ріодацитів і дацитів екструзивних куполів Вигорлат-Гутинського пасма у загальних рисах мають схожу петромагнітну картину. Вони за магнітною характеристикою дихотомні: представлені переважачим «немагнітним» ($\alpha < 0,05 \cdot 10^{-3}$), а також «магнітним» класом. До останніх відносяться тільки туфи і ріодацити стр. Поташня і г. Висока. Феромагнетик — гетерогенний титаномагнетит, за складом близький до магнетиту, але часто схильний до низькотемпературного окиснення з утворенням маггеміту і окисненого ільменіту. Середнє значення магнітної сприйнятливості — $\alpha < 0,84 \cdot 10^{-3}$. Ріодацити масивів Борліов Діл і Синяк мають низковаріативні ІМП, причому залишкова намагніченість значно перевищує індуковану. Локатип цих порід (г. Бердо) має високу коерцетивність (Q сягає 73) [30, 183].

Усі кислі різновиди вулканітів Великого Шоллеса характеризуються найбільш низькими ІМП ($\alpha=0,61-1,29$; $I_s=0,04-1,06$), які, проте, вищі за показники аналогічних порід хребта Оаш ($\alpha=0,29$; $I_s=0,24$), із значеннями фактору Кенігсбергера вищими 1. Причини слабкої магнітності слід шукати в мінімальному вмісті в них заліза і практично повній відсутності рудного мінералу у складі вкраплеників. У деяких випадках значне зменшення ІМП викликано вторинними процесами вилуговування рудних мінералів. Відмітною характеристикою порід є стійка термозалишкова компонента намагніченості і аномально низьке відношення сумарного заліза до намагніченості насичення (приблизно 3), що свідчить про входження значних кількостей заліза в ґратки магнітних мінералів. За даними ТМА, рудним мінералом є маггеміт, поширений в породах масиву Оаш [30, 183].

В цілому, в ході охолодження і кристалізації розплавів в районі масивів Великий Шолес і Оаш характерно збільшення летючості кисню, про що свідчить широкий розвиток процесів руйнування титаномagnetиту і утворення вторинних рудних мінералів (особливо гідроксидів). В різних диференціатах комагматичної серії масиву Великий Шолес відзначається близькість ІМП і складу титаномagnetитів унаслідок схожості фізико-хімічних умов їх кристалізації у магматичному вогнищі. Близькість складу високотитанових титаномagnetитів андезибазальтів масиву Великий Шолес указує на абісальні рівні глибинності. Після виверження на пізньоматичному етапі активність окиснення зростала і, як наслідок, руйнувалися первинні гомогенні титаномagnetити [30, 140, 173].

Таким чином, для Центрально-Закарпатської області характерний широкий діапазон зміни магнітних властивостей серед петрографічних відмін вулканітів. Лише в одиничних випадках причиною слабких магнітних властивостей є низький вміст заліза, але практично завжди можна простежити визначальну роль фізико-хімічних і термобаричних умов в утворенні та перетворенні феромагнітної фази вулканітів. З цієї точки зору стає зрозумілою відмінна регіональна особливість андезибазальтів і андезитів — знижені ІМП

унаслідок пригніченого розвитку або повної відсутності рудного мінералу у вкрапленнях як відображення складного комплексу процесів з феромагнітною фазою порід. Титаномагнетит базальтів г. Бужора зберігся практично незмінним з високими індуктивними магнітними параметрами. Унаслідок слабкого руйнування титаномагнетитів у вулканітах Анталовського і Попричного масивів відзначається незначна втрата магнітності. В андезибазальтах Борліов Діл і Синяк процеси окиснення первинного титаномагнетиту призвели до масового виділення катіодефіцитних титаномагнетитів і різкого зниження магнітних характеристик [30, 182, 183].

Незалежно від складу вулканіти екструзивних фацій характеризуються більш високими значеннями магнітної сприйнятливості та намагніченості насичення, ніж ефузивні аналоги. Цей ефект пояснюється різною загазованістю розплаву під час його кристалізації в умовах жерлових фацій і потоків, що виливалися. Туфи мають утричі нижчу магнітну сприйнятливість і негативний напрям вектору залишкової намагніченості. Більш молоді утворення є більш магнітними [30, 182, 183].

Чутливим показником зміни умов утворення вулканітів виступає відмінність у величині та напрямі залишкової намагніченості вулканітів. Так, на заході Центрально-Закарпатської області спостерігаються типові зворотно-намагнічені відміни, а для району хребтів Великий Шолес і Оаш характерні породи лише з прямою намагніченістю [30, 182, 183].

Виявлені відмінності в середніх значеннях магнітної сприйнятливості і намагніченості насичення пов'язані, головним чином, з механізмом охолодження і кристалізації розплавів. Концентрація і склад рудних вкрапленнях – основних носіїв магнетизму порід – тісно пов'язані з фізико-хімічним режимом кристалізації розплавів (температура, тиск, фугітивність кисню, рН, залізистість тощо), тому розподіл ІМП ефузивів залежить від конкретних умов утворення порід. При летючості кисню, що прогресивно збільшується, розвиваються процеси руйнування твердого розчину

титаномагнетиту і утворення вторинних рудних мінералів (особливо гідрооксидів), і, як наслідок, відбувається значне зниження ІМП [30, 182, 183].

Теплофізичні властивості. Діапазон мінливості величин теплопровідності в базальтах і дацитах надзвичайно високий, перебиває значення в інших петрографічних видах і не дозволяє однозначно їх ідентифікувати. Хоча інколи можливе використання теплофізичних характеристик для задач розрізнення. Наприклад, діапазони величин теплопровідності в ріолітах та породах середнього складу, дозволяють використовувати межу в 1,4 Вт/м·К як дискримінантний критерій [30, 140, 173].

Схожу ситуацію можна відстежити і для інших теплофізичних параметрів: питомої теплоємності c і температуропровідності a . Відзначається значна відмінність середніх значень питомої теплоємності між базальтами і андезидацитами, але для обох видів властива широка варіативність параметру, яка за аналогією з λ перебиває весь діапазон внутрішньогрупових варіацій і тому не має важливого значення для цілей міжпородного порівняння [30, 140, 173].

Спільними чинниками сильної мінливості теплових характеристик вулканітів є особливості складу і будови породи. Наведемо головні закономірності. Вплив текстурно-структурних особливостей та пористості гірських порід на формування петрофізичних характеристик можна продемонструвати на прикладі туфів гранатвмісних ріодацитів г. Бубен. На фоні високощільних і високопружних мінералів, підвищення загальної та ефективною пористості значно понижує їх теплові властивості. Якщо розглядати окремо зміну речовинного складу, то високий ступінь розкристалізації основної маси андезибазальтів кар'єру Камениця разом з високою густиною обумовлює їх високу теплопровідність [30, 182, 183].

Найбільший вміст вкраплеників (майже 28%) відзначається в базальтах верхньої товщі масиву Бужора, 40% — у андезибазальтах масиву Великий Шолес. Така особливість зіставляється із максимальними значеннями їх тепло- і температуропровідності. Помітна варіація теплофізичних параметрів

обумовлюється коливаннями пористості та структури основної маси вулканітів [30, 182, 183].

Для андезибазальтів, андезитів, андезидацитів лавових потоків масивів Синяк і Борліов Діл, навпаки, характерна інша обумовленість теплофізичних характеристик. Не дивлячись на помітні коливання пружних характеристик, вони мають найвищі регіональні значення тепло- і температуропровідності. Водночас, для найбільш основних андезибазальтів р. Ламованья їх теплові характеристики дещо знижені, що зумовлено низьким вмістом вкраплеників і підвищеною пористістю (загальна пористість сягає 5%) [183].

Для більш кислих порід – дацитів екструзивних куполів відмінною рисою є залежність параметрів λ та a від вмісту кварцу, а, з іншого боку, кислих плагіоклазів і вторинних мінералів [183].

РОЗДІЛ 4. СИСТЕМА ЗАКАРПАТСЬКОГО ГЛИБИННОГО РОЗЛОМУ

4.1. Уявлення про будову та роль розлому у тектонічній еволюції регіону. Перші розмірковування стосовно існування структурної лінії, відомої нині під назвою Закарпатський глибинний розлом(ЗГР) розсіяні в працях багатьох дослідників. У статті А.А. Богданова, М.В. Муратова і В.Е. Хаїна [130] при характеристиці зони скель Західних Карпат (Пеннінська зона) сказано: «...вероятно, мы здесь имеем дело с полосой верхнемезозойских кордильер, выдвинутых по глубинным разломам». М.В. Муратов [126] у своїй праці відносив до числа чотирьох найважливіших глибинних розломів "розлом, що поєднує мегаантикліналі Східних і Південних Карпат". Той же дослідник припускав, що вулканічні виливи Закарпаття відбувалися уздовж цього ж глибинного розлому. Припущення про давність його закладення впливає з визнання того, що пасмо кордильер, що виникло наприкінці юри і початку крейди, витягнулося уздовж «каких-то структурних ліній, заложених в палеозойском складчатом фундаменте много раньше» [126].

Згідно сучасних уявлень, зона Закарпатського глибинного розлому розділяє Зовнішні та Внутрішні Карпати і об'єднує в собі Пеннінську зону разом з зоною Мармароських Скель (рис. 4.1.1). В межах досліджуваної території зона простежується від басейну р. Шопурка на захід - північний захід до східних околиць м. Свалява. Ширина зони зменшується в цьому напрямку від 16-10 до 6-2 км.

Зона Мармароських Стрімчаків (Скель) включає в себе Вежанський та Монастирецький покриви. Вежанський покрив утворює ряд відокремлених ділянок лінзовидної форми, що простежуються від р. Шопурка до р. Боржава. В північно-східному напрямку він насувається на Рахівський та Поркулецький, а з південного заходу його місцями повністю перекриває Монастирецький покрив [142]. Фронтальна частина покриву представлена олістостромовим горизонтом альбу-сеноману з "уламками" розміром до 1,0-1,2 км, що складені різноманітними метаморфічними, інтрузивними та осадовими породами докембрію, карбону, пермі, тріасу, юри, ранньої крейди, а "матрицю"

складають інтенсивно перетерті алевроліти та аргіліти. Серед уламків переважають різноманітні вапняки (вони в більшості і утворюють скелі-стрімчаки), метаморфічні сланці, багато вулканічних порід основного та ультраосновного складу, які об'єднуються в угольський комплекс [177]. Деякі дослідники вважають [86], що він сформований на корі океанічного типу. Місцями в складі уламків, а також у конгломератах, що перекривають олістострому, відзначають екзотичні гранітоїди. Загальну структуру покриву визначають як монокліналь з південно-західним падінням, ускладнену окремими лусками-насувами [175]. Монокліналь має дволярисну будову. Нижній ярус складає грубоуламкова підводно-зсувна товща соймунської світи (крейда) з нефлішевіми строкатими мергелями пухівської та малопотужним тонкоритмічним флішем ярмутської світ (крейда), а верхній ярус — палеогенові (до нижнього олігоцену) утворення метовської та дусинської світ, що залягають зі слабою кутовою незгідністю. Ця незгідність фіксує прояви ларамійської, а насув еоцену Монастирецького покриву на олігоцен Вежанського — піренейської фаз складчастості.

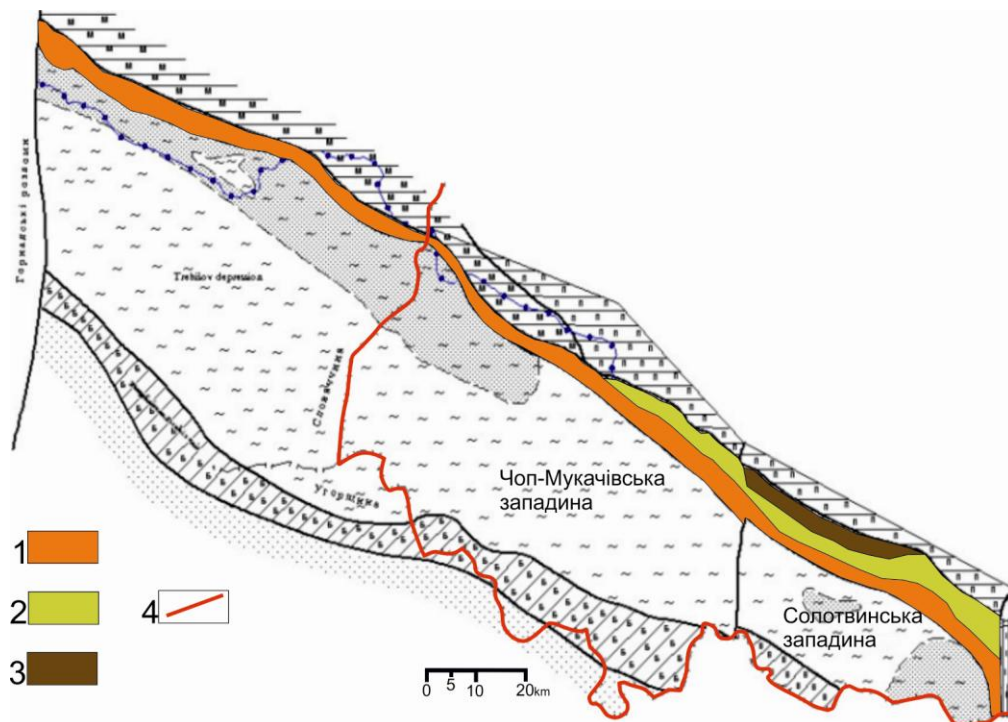


Рис. 4.1.1. Зона Закарпатського глибинного розлому [142]. 1-Пеннінська зона; 2-Монастирецький покрив; 3-Вежанський покрив; 4-державний кордон України.

Монастирецький покрив займає внутрішнє положення в Мармароській зоні Скель. Він без перерви простежується від нижньої течії р. Косівська до району с. Стройно [142]. Його складають виключно палеогенові тонкоритмічні строкаті відклади сушманецької та потужні пісковики драгівської світ. Вздовж північно-західної границі серед них встановлено тіла палеогенових діабазів не визначеного походження. Загальна структура покриву моноклінальна, хоч тонкоритмічний еоцен тут дуже інтенсивно дислокований. Покрив, загалом, насунутий на північний схід і місцями навіть повністю перекриває Вежанський покрив. Разом з тим він насунутий і на схід, на олігоцені відклади Мармароського масиву [111].

Пенінська зона в окремих фрагментах простежується вузькою смугою (0,5-3км) від м. Свалява до с. Ганичі на р. Тересва протягом 76км [142]. Нерідко вона перекрита вулканітами Вигорлат-Гути або моласою неогену. Сverdловиною 17В [15] біля с. Водиця вона розкрита в фундаменті Закарпатського прогину. Далі на південний схід аналоги зони відомі в районі Пояна Ботізе. За даними [86], в допалеогеновий час вона розвивалась в умовах, подібних до Внутрішніх Карпат, а в палеогеновий — до Зовнішніх, хоч, власне, утворення вульхівчицької світи мало чим відрізняються від центральнокарпатського палеогену. В загальному зона — дуже складно побудована двохярусна шовна структура. Нижній ярус складають породи нижньої юри - верхньої крейди, а верхній відклади еоцену, що залягають з різкою кутовою незгідністю. Через різну компетентність міцних юрських і титонських вапняків та пластичних товщ верхньої крейди, яку складають різноманітні мергелі та тонкоритмічний фліш, при інтенсивному динамометаморфізмі зони часто утворюються брили, лінзи вапняків різного розміру серед розтертих мергелів, які утворюють матрицю. Розмір обмежених розривами брил-скель від перших метрів до 2-3x0,3-0,8 км [142].

Існує ряд аргументів на користь глибинності ЗГР. Більшість з них були сформульовані Є.М. Лазьком та Д.П. Рєзвим [86].

Аргументи структурно-фаціальні. Дослідники припускають, що область сучасної смуги скель обмежувала зі сходу область морського накопичення осадів. Схожа картина співвідношення областей розмиву і накопичення опадів збереглася і в лейасі. В цей час в зоні скель відбувалося відкладення малопотужних мілководних вапняків. До кінця юрського періоду на захід від зони скель йде розвиток Пенінської геосинкліналі з відносно глибоководними відкладами, а на схід розташовується область нестійкого прогинання, де осадконакопичення неодноразово переривається підняттями. Згідно структурно-фаціальних схем М.В. Муратова [126], межі згаданих зон збігаються з сучасною зоною скель.

Крейдово-палеогенова історія Східних Карпат у багатьох відношеннях протилежна тріас-юрській. На північний схід від зони скель в цей час йде інтенсивне прогинання новоствореної геосинкліналі з накопиченням потужних флішових товщ. Зона скель являла собою область розмиву (кордильєра, по М.В. Муратову), а місцями — область малопотужного накопичення карбонатних відкладів (вапняки неокома). Розташована на південному заході Пенінська (Закарпатська) геосинкліналь принципово відмінна від північно-східної флішевої — це область малоінтенсивного прогинання і безперервного карбонатного осадконакопичення, який змінився в еоцені терригенним (підгальський фліш). Зона скель на цьому етапі продовжує залишатися гранню, яка розділяє різні структурно-фаціальні зони [86].

Самі геосинкліналі, як це видно на схемах М.В. Муратова, змінюють свої обриси, звужуються і розширюються, але загальне розташування основних структурних елементів і їх лінійна витягнутість залишаються майже незмінними.

Неогенова історія Східних Карпат — це історія розвитку великого підняття, на північний захід від якого відбувалося утворення обширних западин — Паннонської і Трансільванської, з накопиченням потужних соленосних, вугленосних і вулканогенних утворень. Цікавою особливістю Закарпатського неогенового прогину є просторова стійкість його східної границі, строго

зафіксованої, знову-таки, уздовж зони скель. У цей же самий час, розростаючись, підняття неухильно зміщує область опадонакопичення на своєму північно-східному схилі все далі і далі в бік Східноєвропейської платформи.

Аргументи тектонічні. В своїх дослідженнях Є.М. Лазько та Д.П. Резвой виходять з уявлення про зону скель як про антиклінальну структуру, в якій скелі і оточуюча їх крейда утворюють ядро, а палеоген складає крила [86]. Така точка зору узгоджується з поглядами таких дослідників як В.І. Славін та М.В. Муратов.

М.В. Муратов розглядав зону скель як велику антиклінальну зону або антиклінорій неправильної будови. Антиклінальна природа зони добре узгоджується, по М.В. Муратову, з тим, що вона розташована на простяганні зануреного Мармароського масиву і «по суті своєї тектонічної ролі утворює його продовження» [126]. Ундуляції шарніру антикліналі викликає спорадична поява палеозойських порід в ядрі. В.І. Славін описує виходи кристалічних сланців (типу сланців Мармароського масиву), що відносяться до ще більш глибоких частин ядра антикліналі [152].

Стосовно внутрішньої будови зони Є.М. Лазько та Д.П. Резвой погоджуються з характеристикою Д. Андрусова про те, що вся зона являє собою потужну тектонічну брекчію. Також суттєвими в даному питанні є погляди С.С. Круглова, яким було встановлено, що вапнякові стрімчаки утворюють систему тектонічних блоків, а вміщуючі їх глинисті породи інтенсивно розлінзовані. Утворення блоків пояснюється цим дослідником явищами будинажу [79]. Також автори відзначають "крайне незначительную ширину утесовой зоны по сравнению с рядом расположенными структурными элементами".

Згідно досліджень М.В. Муратова, «крила» мегаантикліналі Східних Карпат мають зовсім відмінну одне від одного будову, а вся структура в цілому є вкрай асиметричною. З північного сходу до зони ядра примикає складений флішем Центральний синклінорій (Кросненська синклінальна зона), який

утворює систему крутих складок, дещо перекинутих на північний схід. Там, де флішові відклади перекривають зону ядра, вони зазнають ускладнень своєї будови, зокрема складки тут починають перекидатися на північний захід [126].

Південно-західне крило мегантикліналі зовсім не схоже за своєю будовою на північно-східне і представлено системою мульд і підняття з досить простою складчастою будовою, відокремлених від всієї структури Східних Карпат серією розломів. Як вказує М.В. Муратов, незважаючи на неоднорідність будови, окремі ділянки об'єднуються наявністю очевидних чи гаданих розломів, що відокремлюють частини ядра або південно-західного крила Східних Карпат від прилеглих западин [126].

Розгляд області зчленування Східних Карпат із закарпатськими западинами дозволяє погодитися з М.В. Муратовим про крайню неправильність будови Карпатської антиклінальної споруди. На думку Є.М. Лазька та Д.П. Резвого, ці «неправильності», зокрема асиметрія всієї споруди, настільки значні, що змушують відсунути уявлення про його «антиклінальність» на другий план, висунувши на перше місце «прирозломність».

Аргументи магматичні. Спираючись на дослідження М.В. Муратова [126] Є.М. Лазько та Д.П. Резвой відзначають зв'язок ефузивного неогенового вулканізму з потужною зоною розломів, які обмежують зону скель з південного заходу [86]. Що стосується більш давніх проявів магматизму, просторово пов'язаного з зоною скель, то, дослідники опираються на дослідження Л.Г. Ткачука і Д.В. Гуржія [178] в Рахівському масиві, які показали, що тут основні породи утворюють в вапняках титону дрібні міжпластові тіла, які покривають кристалічні породи. Діабази і серпентиніти нижньокрейдного віку проривають весь комплекс неокому, а місцями відомі у вигляді покривів.

Дослідження Л.Г. Ткачука, Д.В. Гуржія і А.Л. Кривіна [179, 180] підтверджують більш широкий, ніж раніше було відомо, розвиток ультраосновних порід в північній смузі Карпатських скель. На думку цих дослідників, серпентиніти Рахівського масиву не являють собою диференціати

основної магми, а виникли, ймовірно, за рахунок первинної ультраосновної магми, що вказує на їх глибинність.

Аргументи геоморфологічні. Розглядаючи питання утворення екзотичних вапнякових скель, які представляють, по М.В. Муратову, фацію обвалів близько крутого берега нижньокрейдового моря, Є.М. Лазько та Д.П. Резвой пояснюють їх появу чисто геоморфологічним явищем, зафіксованим в геологічному розрізі, яке, на їх погляд, свідчить про існування тут крутого уступу, що виник на місці зчленування зони підняття із зоною опускання, тобто уздовж зони глибинного розлому. В якості аналогів цього явища можна вказати на утворення великих відторженців верхньоюрських вапняків Кримської Яйли, що покривають Південний берег Криму і занурюються в сучасне Чорне море. Як відомо, вздовж берега тут теж проходить глибинний розлом. Добре відома зона екзотичних вапнякових блоків в крейдяних відкладах на стику Гімалаїв і Тибету, де проходить найбільший глибинний шов уздовж долини Інду і Брамапутрою [76].

Стосовно спостережень над сучасним рельєфом зони скель, то П.Н. Цись, який вивчав Полонинський пенеplen і стародавні денудаційні рівні Східних Карпат, на гіпсометричному профілі по лінії Чоп-Миколаїв показує виразний нахил колишнього пенеplену на північний схід і крутий уступ, зорієнтований в сторону западин Закарпаття [190]. Перше здійснення північно-східної частини Полонинського пенеplену відбулося в середині сарматського віку, найбільш же інтенсивні підняття внутрішньої частини Карпат пов'язані з тектонічними розломами і вулканізмом паннонського часу. Розчленування денудаційних поверхонь, викликане вертикальними підняттями, супроводжувалося посиленою акумуляцією уламкового матеріалу в западинах Закарпаття. Слід тільки додати, що різкий злам в поперечному профілі через Карпати збігається з зоною скель.

Аргументи геофізичні. Геофізичні дослідження також дають підстави вважати Пенінську зону та зону Мармароських Скель зоною глибинного розлому. С.І. Суботін в результаті узагальнення геофізичних спостережень

приходить до висновку про наявність під всією областю власне Карпат вогнища стійкого розширення підкорових мас, що послужило причиною підняття земної кори [171, 172]. Під Закарпаттям він показує область сталого підкорового стиснення, що призвело до прогинання. На границі між обома областями С.І. Субботін розміщає «розлом-контакт Складчастих Карпат із Закарпатським прогином» [172].

Також важливим аргументом є дані ГСЗ, проведеного в 60-х роках ХХ століття на міжнародному профілі III. Пересічення вздовж профілю Вишневець-Долина-Берегово (рис. 4.1.2), що є частиною міжнародного профілю III, виконане експедицією №1 Інституту геофізики АН УРСР під загальним керівництвом В.Б. Соллогуба [186]. За даними безпосередніх дослідників, вздовж профілю розвинені великі розломи, багато з яких є глибинними (рис. 4.1.3).

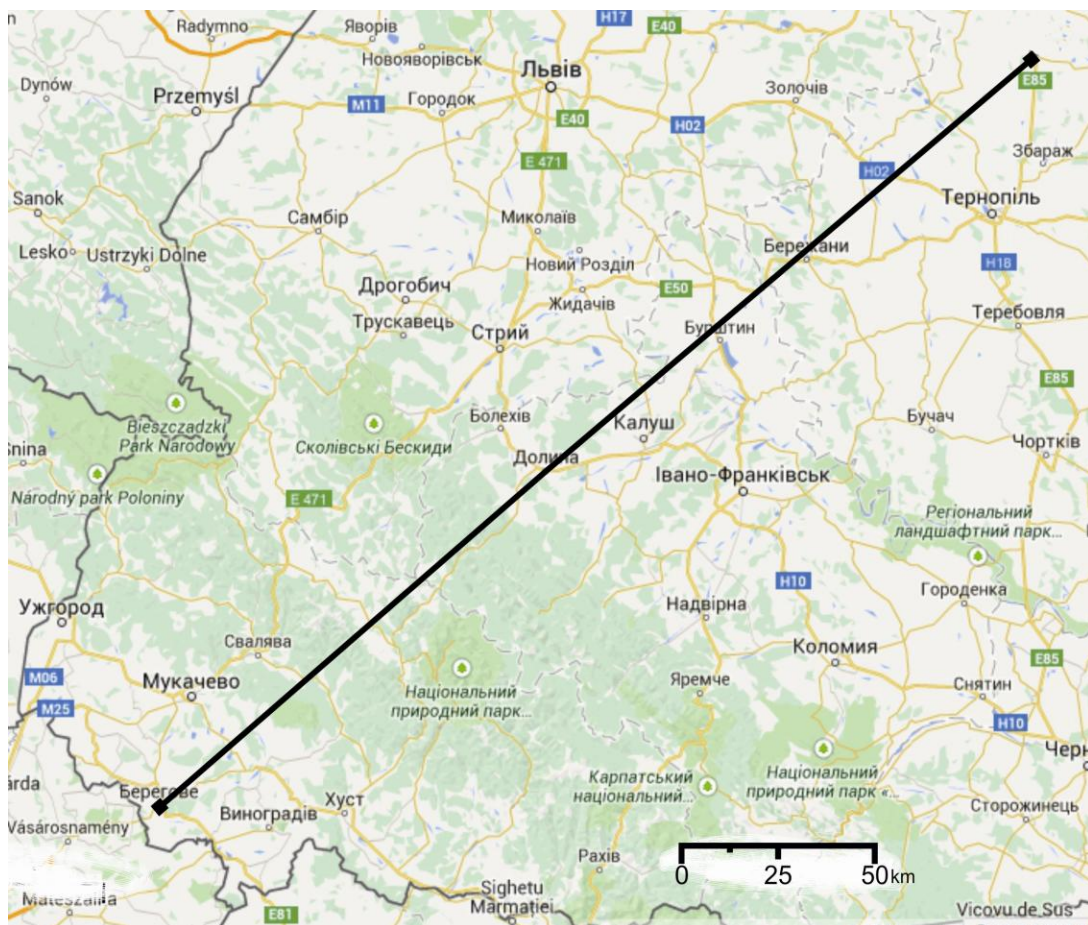


Рис. 4.1.2. Розташування профілю ГСЗ Вишневець-Долина-Берегово [186]

Згідно даних ГСЗ [186], глибини докембрійського кристалічного комплексу в західній частині Скибової зони сягають 14 км. У районі ПК 240 докембрій різко опущений на південний захід по розлому. Глибини збільшуються відразу на 3,5 км. Палеозойські відклади в згладженому вигляді повторюють рельєф докембрію і порушуються тими ж розломами. По розлому в районі ПК 259 поверхня докембрію знову різко підіймається на північний захід відразу на 2,5-3,0 км. У цьому ж місці з'являється серія відбиваючих площин, що свідчить про сильну роздробленість земної кори в зоні цього порушення. Судячи з нахилів площин, розлом має південно-західне падіння.

У Закарпатті поверхні палеозойського(?) і докембрійського фундаменту простежено за профілем Чоп-Великий Бичків. Згідно даних ГСЗ [186], глибина залягання палеозою в Закарпатському прогині сягає 7 км, а докембрію - 17 км. В Угорській западині поверхню "гранітного" шару простежено на відмітках 5-8 км. На північний захід ця поверхня підіймаються і між г. Суботіца і р. Дунай знаходиться на глибині близько 3 км.

"Базальтовий" шар (розділ Конрада) на міжнародному профілі III розташовується на глибинах 15-38 км. У межах південно-західного схилу СЄП розділ Конрада, розташовуючись на глибинах 20-22 км, дуже полого занурюється в сторону Карпат. У районі ПК 158 ця поверхня обривається і простежується далі з ПК 215 під Складчастими Карпатами на глибинах вже 36-38 км. По розломах в районі ПК 255 і 266 розділ Конрада ступенеподібно підіймається у напрямку Закарпаття. Амплітуда підйому по кожному з цих розломів становить 4-5 км. Останній перед Закарпаттям щабель розташовується на глибині близько 30 км. Нахил площин на ділянках зазначених розломів, а також черепицеподібне перекриття горизонту до і після порушення свідчить про південно-західне падіння зміщувачів.

У Закарпатті поверхню "базальту" простежено уздовж профілю Чоп-Великий Бичків [186]. Згідно даних ГСЗ, глибина залягання границі Конрада в Закарпатському прогині сягає 12-17 км.

Глибини до поверхні М на міжнародному профілі III змінюються від 20 до 60 км. На схилі СЄП глибини до розділу М поступово збільшуються до Карпат від 41-42 км в районі ПК 30 до 45 км в районі ПК 120. Далі, після розлому, що обмежує СЄП з південного заходу, поверхня М простежується з ПК 165, де глибина до неї складає вже близько 60 км. Під Передкарпатським прогином глибина максимальна, до Складчастих Карпат і в їх межах вона поступово зменшується до 46 км, а у Закарпатті товщина земної кори складає всього 27-28 км. В Угорщині вона ще більше зменшується і становить 20-35 км [186].

Подібні перепади глибини залягання відповідних шарів дослідники пояснюють існуванням Закарпатського глибинного розлому.

Також важливими є недавні дослідження структури кори і верхньої мантії в області переходу від докембрійської СЄП до більш молоді структури Західної Європи методом шумової поверхнево-хвильової томографії [197, 198]. Відомо, що вздовж лінії Тессейра-Торнквіста (ЛТТ) проходить зона контакту літосфери асейсмічної докембрійської Східно-Європейської платформи і порівняно молоді тектонічно активної літосфери Західної Європи (ЗЄ). Різницю між структурами по різні боки ЛТТ було виявлено, зокрема, в роботі [246]. Проведені вздовж цієї лінії сейсмічні дослідження в рамках програми EUROPROBE [211] (POLONAISE-97, CELEBRATION-2000, TOR) виявили яскраві особливості в структурі кори. По результатах проєктів POLONAISE-97, CELEBRATION-2000 методами ГСЗ було показано, що при переході через ЛТТ на території Польщі від СЄП до ЗЄ потужність кори зменшується від 40-45 до 30-35 км і швидкість в неї різко знижується.

З аналізу горизонтальних зрізів варіації швидкості, отриманих в даному дослідженні й наведених на рис. 4.1.4, і вертикального швидкісного розрізу чітко простежується відмінність у швидкісній будові на захід і схід від зони ЛТТ. Середня швидкість в корі зменшується зі сходу на захід в напрямку, перпендикулярному ЛТТ, від 3.6 до 3.3 км/с. Область високих швидкостей на зрізі для 50 км на захід від ЛТТ узгоджується з даними сейсмологічного

швидкісного розрізу через зону ЛТТ за профілем 4 POLONAISE-97. У цьому районі спостерігається підняття межі Мохо (35-40 км) і вплив більш високошвидкісної підстилаючої мантії [197, 198].

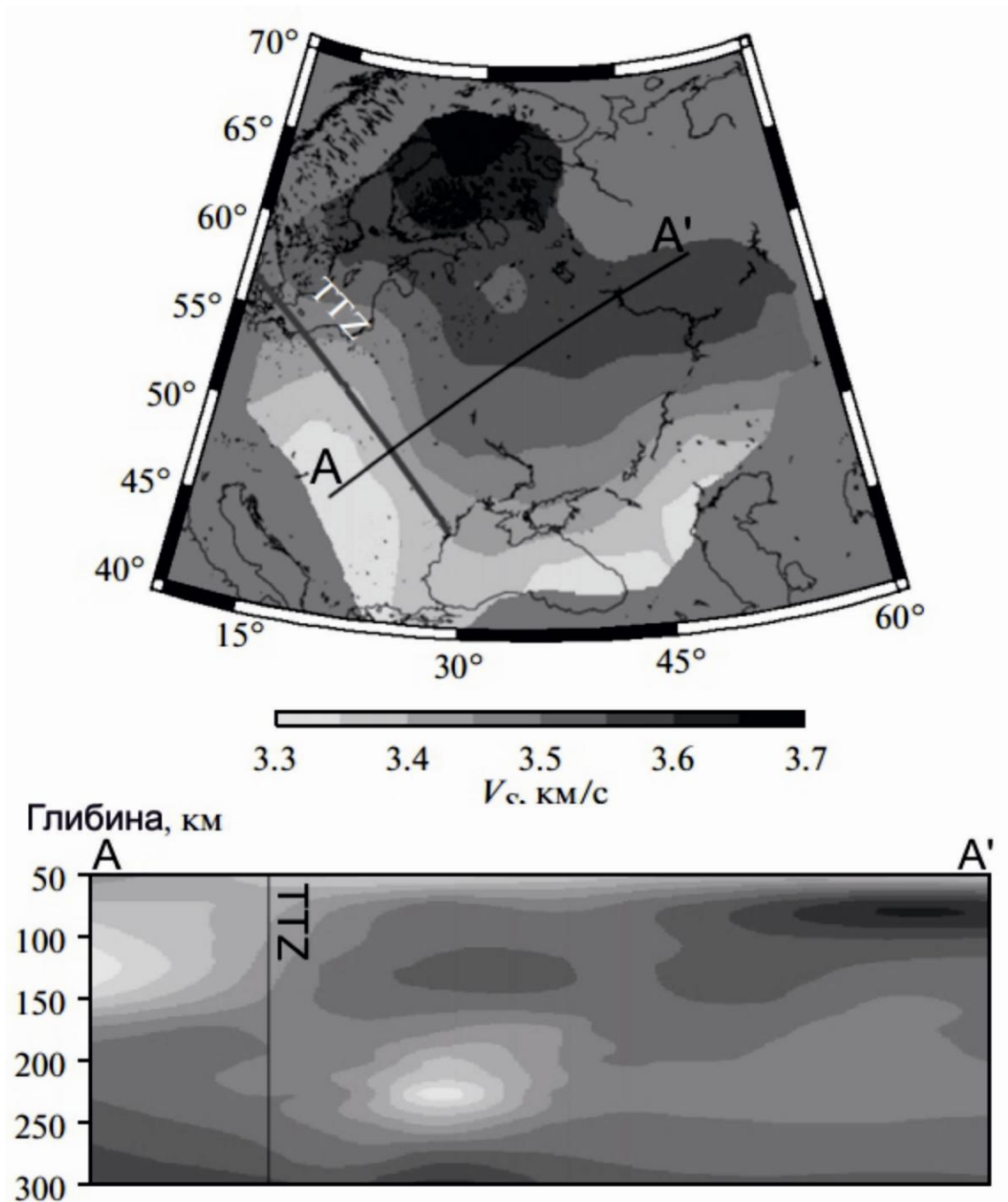


Рис. 4.1.4. Карта розподілу середньої швидкості в корі та вертикальний швидкісний розріз поперечних хвиль вздовж профілю А-А'. TTZ— лінія Торквіста-Тессейра [197, 198].

Що стосується підкорової мантії, то на глибині близько 100км як на захід від ЛТТ, так і на південь простежується низькошвидкісна астеносфера, тоді як під ССП швидкості на цих глибинах досить високі. Подібне зниження швидкості S-хвиль було відзначено в роботі [224] на глибинах 80 і 140 км, де

розподіл швидкості визначалося інверсією хвильових форм на записах землетрусів. Однак на глибинах понад 200 км співвідношення між швидкостями змінюється — під палеозойської платформою ЗЕ швидкості виявляються вищими, ніж під СЄП. В [224] підвищення швидкості S-хвиль відзначається на глибинах понад 300 км, хоча роздільна здатність даних на цих глибинах досить низька.

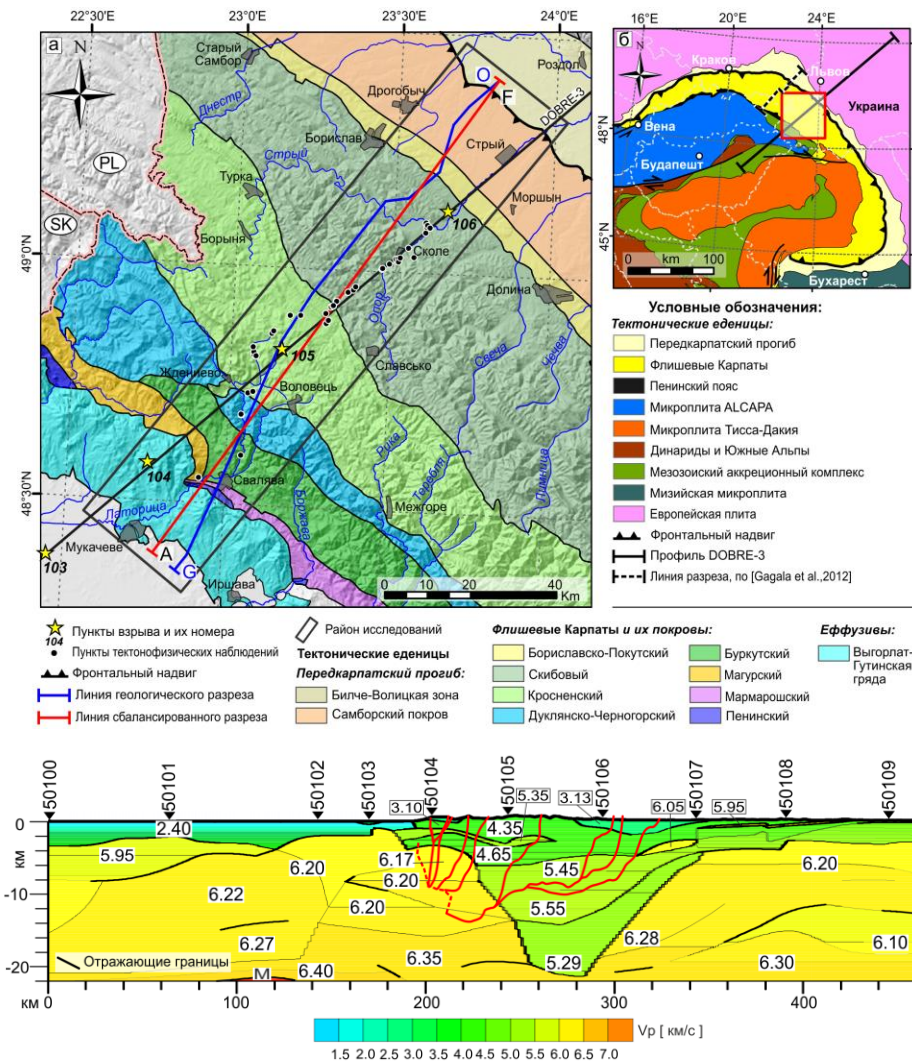


Рис. 4.1.5. Обзорная карта региона исследований та співставлення в одному масштабі швидкісного та геологічного розрізів Українських Карпат вздовж профіля PANCAKE [34, 241]. Чорними лініями на розрізі позначено контури покрів, показаних на геологічному розрізі.

Також важливі дані стосовно будови регіону були отримані міжнародним колективом вчених за участю співробітників Інституту геофізики НАН України (рис. 4.1.5). Ними було проведено дослідження методом ГСЗ вздовж профілю PANCAKE (третій профіль із серії DOBRE), що перетинає Паннонію,

Українські Карпати, Трансєвропейську шовну зону та прилягаючу частину СЄП. Протягом досліджень ними було знайдено аргументи на користь південно-західного падіння Трансєвропейської шовної зони, а також західного падіння Пеннінсько-Мармароської структури [34, 241].

Цими ж дослідниками були знайдені аргументи стосовно того, що формування українського сектора Зовнішніх Карпат було визначене силовим впливом мікроплит Алькапа та Тися-Дакія, а також структурними особливостями Європейської плити, на поверхні якої розташований альпійський структурний поверх Українських Карпат. Також було показано, що стиснення північно-східного напрямку, що призвело до формування складчасто-насувного орогену Українських Карпат і яке встановлюються за відповідними палеонапруженнями (згідно тектонофізичних досліджень О.Б. Гінтова, І.М. Бубняка та ін. [33] в палеогені та неогені загальний напрямок стиснення для Українських Карпат був за азимутом близько 220°), почали діяти не пізніше пізньої крейди [34, 241].

4.2. Різновікові структурні парагенезиси Закарпатського глибинного розлому. Історію появи та розвитку ЗГР неможливо розглядати окремо від історії загального розвитку Карпатської геосинклінали. По суті, фінальною стадією такого розвитку власне і став ЗГР в сучасному його вигляді. Необхідно зауважити, що окрім вище описаних аргументів існування ЗГР, дану структуру необхідно розглядати лише в динаміці її розвитку, щоб зрозуміти сутність цієї структури. Використовуючи результати моделювання та реконструкцій за різними дослідниками [24-28, 96-100, 113, 135, 137, 200-202, 208, 209, 222, 223, 233, 236-240] дисертантом в процесі досліджень було проаналізовано мезокайнозойські події та виділено наступні стадії розвитку ЗГР:

1) Дивергентна стадія. Деструкція літосфери Українських Карпат при виникненні розтягувальних зусиль почалась, як і в Альпах, Західних та Румунських Карпатах, в середньому тріасі [62, 213]. Згідно [178], в цей час відбулось формування певної кількості розломів, що розірвали літосферу по всій її потужності. Наслідком цього було різке зняття тиску в місці їх

проникнення в астеносферу, що призвело до утворення локального вогнища плавлення і викиду на поверхню під великим напором продуктів цього плавлення, про що свідчать прояви глибинного мантийного вулканізму у вигляді ультраосновних пікритових туфів, розкритих св. Мукачево-1 [178]. Надалі, після закриття таких каналів, розвиток магматичних процесів йшов спокійно.

Подальший розтяг і обумовлене ним розходження фрагментів континентальної літосфери призвели до її стоншення. Подібне стоншення, вірогідно, відбувалося з формуванням системи лістричних скидів. Внаслідок цього відбувалося пасивне зміщення апікальної частини виступу астеносфери, в якому почалося декомпресійне плавлення і утворення магматичного вогнища, звідки надходили продукти плавлення в плиту, що проходила над вогнищем. Кора була стоншеною, однак все ще достатньо потужною, що не давало можливості продуктам плавлення прориватися на поверхню і вони, застигаючи, збагачували кору основним матеріалом. На поверхні такі продукти плавлення відомі в невеликій кількості лише в деяких місцях за межами Українських Карпат: прошарки туфів основного складу в ладинських вапняках гір Мечек, туфи та ефузиви основного та середнього складу серед вапняків і доломітів анізійського і ладинського віку в зоні Ігал-Бюкк, прошарки основних туфів в середньотріасових доломітах та вапняках в Угорському Середньогір'ї та області Гемерид [134].

Осадкові комплекси початкового періоду розтягу малопотужні і представлені утвореннями мілководних і нестійких умов осадонакопичення: доломітами, доломітовими брекчіями, рідше — вапняками.

Розходження плит відбувалося досить швидко і вже в пізньому тріасі (а можливо, місцями навіть в кінці середнього тріасу [213]) в декількох місцях Карпатської геосинклінали відбувся повний розрив континентальної кори, і сформувалася структура типу зони крашінгу, в якій глибоководні прогини з океанічною корою чергуються з континентальними блоками (рис. 4.2.1).

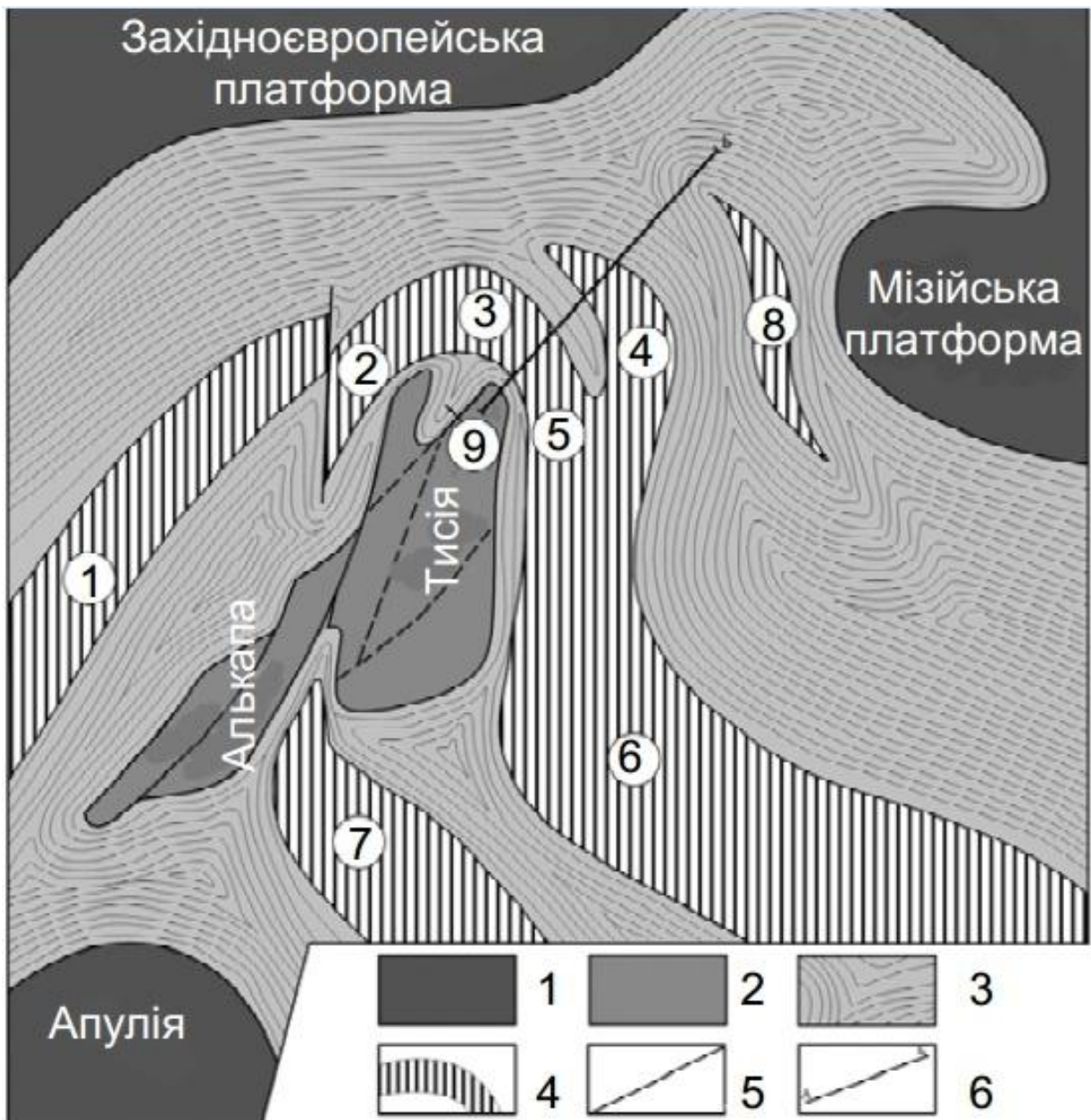


Рис. 4.2.1. Структура Панкардії і суміжних теренів у ранньому мезозої. 1– кора платформ; 2– кора континентальних блоків Панкардії; 3– стоншена в різній степені енсиалічна кора геосинклінальних трогів; 4– енсиалічні трого; 5– основні розломи; 6– лінія палеопрофілю. Цифрами в колах позначені енсиалічні трого та їхні ділянки: 1 – Лігурійсько-П'ємонтський(Пеннінський) трог; 2–6– Вардарсько-Меліатський трог та його ділянки; 2– Меліатська; 3– Закарпатська; 4– Трансільванська; 5– Муреська; 6– Вардарська; 7– Офіолітовий трог; 8– Рахівсько-Северинський(Сірет) трог; 9– Мечек-Дебреценський енсиалічний прогини [137].

Про неоднорідність розтягу та утворення зони крашінгу говорить різний характер мезозойських вулканітів, знайдених у відслоненнях Внутрішніх Карпат та за допомогою буріння в Закарпатті. Згідно результатів петрохімічних, геохімічних і мінералогічних досліджень, мезозойські магматичні утворення

Українських Карпат — це не одноманітний генетично єдиний набір порід (океанічний чи континентальний), а фрагменти різних за походженням комплексів, кожний з яких утворився у певній, відмінній від інших тектонічній обстановці на корі різного типу: континентальній (вільховчицький комплекс, пікритові туфи і лави закарпатського комплексу), субконтинентальній (тростянецький комплекс) і океанічній (закарпатський, угольський та рахівсько-чивчинський комплекси), тобто в ранньому мезозої суцільного гранітно-метаморфічного шару тут вже не було на відміну від пізнього палеозою, коли цей шар існував на всій території Панкардії. З усього цього [113, 135, 136] роблять висновок, що ранньоальпійська структура території Карпат не є успадкованою від попередніх етапів, а утворилася в результаті деструкції на початку мезозою раніше сформованої гранітно-метаморфічної кори.

Таким чином, на дивергентній стадії в межах палеозойської континентальної кори відбулось закладення зони розтягу, яку можна вважати раннім проявом граничного розлому глибинного закладення.

2) Субдукційно-обдукційна стадія. Стискаючі напруження призвели до здійснення окремих ділянок кори і утворення кордильєр (Субсилезької, Силезької, Кумане, Мармароської і т.д.), а в трогам між ними протягом пізньої крейди і палеогену накопичувались потужні флішеві відклади.

У ранньокрейдову епоху в Карпатському регіоні відбулася зміна геодинамічного режиму, що полягала в переході від розтягу та деструкції кори до панування умов стиснення [178]. На початку пізньої крейди (а за деякими даними — в другій половині ранньокрейдової епохи) океанічні прогини закрились, а виповнюючі їх відклади були переміщені на сусідні континентальні блоки. Так відбулось формування насувів Внутрішніх Карпат на флішову основу. В цей же час відбулось утворення трансильванських покривів, а на доальпійські кристалічні утворення Чивчинських гір (а в подальшому і на рахівський фліш) виявились насунутими вулканічні породи рахівсько-чивчинського комплексу [178]. Блок континентальної кори, що зараз має назву Мармароський масив, почав взаємодіяти з субокеанічним

фундаментом Карпатської геосинклінали, що призвело до формування покривів в його межах та дислокацій у відкладах прилеглих флішових зон.

На територію України складна покривна система Мармароського масиву, заходить Діловецьким (Рахівським) та Чивчинським фрагментами. На відміну від інших тектонічних елементів сучасних Карпат, на території масиву у латеральні переміщення були втягнуті, крім осадового чохла, також метаморфізовані комплекси фундаменту. В межах їхнього поширення виділено дві головні тектонічні одиниці — Білопотіцький та Діловецький покриви, у яких виявлені найважливіші риси структури масиву. Ці покриви складені породами від рифею до юри, що згруповані в декілька структурних поверхів, розділених поверхнями незгідностей [112]. Відклади альб–сеноманського віку в межах Мармароського масиву залягають зі структурною незгідністю на вказаних покривах, що однозначно свідчить про доальбський, ймовірно, барем–аптський час формування насувних структур [13, 29]. Осадіві утворення цього ж віку розпочинають розріз власне зони Мармароських скель, проте суттєво відрізняються потужністю та особливостями літологічного складу. В обидвох випадках вони виділені в соймульську світу і відображають нову трансгресію та формування альпійського структурного поверху масиву.

Зона Мармароських скель виокремилася в цей же період. Її закладення логічно пов'язати із зародженням Мармароської кордильєри, що, ймовірно, була північно-західним продовженням масиву. Саме вона відокремила зазначену зону та помітно вплинула на характер відкладів у прилеглих басейнах. Ріст кордильєри супроводжувало утворення відвальних-зсувних відкладів соймульської світи. В низах її розрізу виявлено величезні брили переважно карбонатних порід, що виступають скелями в рельєфі. В складі конгломератів є також уламки та брили (однак значно менших розмірів) кварцитів, різного складу сланців, теригенних порід тріасу та пермі, основних зеленокам'яних порід, зрідка навіть гранітів та гранодіоритів, корінні виходи яких наразі невідомі [176]. Відсутність подібних утворень з боку Флішових Карпат може бути пов'язана з висхідними рухами прилеглої смуги флішових

відкладів у процесі росту кордильєри та відсутністю внаслідок цього стрімких берегів.

Структуроутворенням на цьому етапі, ймовірно, була охоплена також Рахівська зона, яку можна розглядати як зовнішнє флішове облямування Мармароського поясу. Формування ритмічних товщ у її межах припинилося в ранньому апті: рахівську світу датують пізньоготерівсько — ранньоаптським віком [25]. Відступання флішового басейну супроводжувалося висхідними рухами та зародженням насувних структур, що було спричинено зазначеною вище тектонічною взаємодією геоструктур. Внутрішня структура зони ще достатньо не розшифрована внаслідок дрібної складчастості та відсутності у розрізі флішу надійних маркувальних горизонтів. Виявлено досить напружений структурний план. Відклади рахівської світи зім'яті в стрімкі, часто перекинуті складки загальнокарпатського простягання. Їхні осьові поверхні мають, зазвичай, північно-східну вергенцію, що свідчить про напрям руху мас під час насуютворення. Загалом структуру зони можна схарактеризувати як пологий покрив, ускладнений ізоклінальними багатопорядковими складками в нижньокрейдових відкладах [115].

Зміна знаку горизонтальних напружень привела, очевидно, до закриття магмовивідних каналів і тимчасового згасання вулканічної активності, що пояснює відсутність знахідок магматичних порід серед верхньокрейдових і палеогенових відкладів. Доказів існування повноцінної субдукції на даний час знайдено недостатньо. Вірогідно, субдукція в її класичному розумінні в цій частині Карпат не проявлялась. Разом з тим, з огляду на наявність навіть невеликих масштабів формування океанічної кори під час розкриття Неотетису [177], виключати процеси субдукційного та обдукційного типів було б недоречним.

На цій стадії, вірогідно, відбулося поглинання океанічної кори внаслідок її фрагментування, змішування з фрагментами субокеанічної кори круто падаючого в бік Паннонії підсуву та витискування вгору з формуванням на межі ранньої та пізньої крейди субвертикальної, круто насувної структури

Внутрішніх Карпат. Вірогідною причиною тому, як і в інших аналогічних випадках [245] був молодий вік і, як наслідок, нагрітість та плавучість океанічної кори, а також відносно невелика ширина океанічного простору, недостатня для утворення субдукуючої під великим кутом пластини. В той же час морський басейн мігрував в сторону платформи, де почала накопичуватися потужна флішова формація.

В цю стадію виокремилась та територія, яка нині є зоною ЗГР (Внутрішні Карпати). Зона ЗГР є анізотропною, оскільки характер контакту вздовж неї зовсім різний. Зокрема, контакт в межах фундаменту Закарпатського прогину та в межах Мармароського масиву можна розглядати як два різних контакти з різними властивостями і різною реакцією на зовнішні чинники. Загалом реакція буде однаковою, однак в кожній ланці матиме свої особливості. При чому, в Мармароській ланці, очевидно, був контакт з попередньою "крокодиловою тектонікою", а в Центральній Ланці — просте зминання субокеанічної кори з нагнітанням її під фундамент сучасних Флішових Карпат.

Таким чином, на цій стадії виповнюючі відклади океанічних прогинів зазнали переміщень та насувів і, як наслідок, утворили Пенінську та Мармароську зони Внутрішніх Карпат, а ЗГР оформився як сутура.

3) Насувна (ранньоколізійна) стадія. Виникла на рубежі палеогену та неогену, коли деформаційний процес субгоризонтального стиснення субмеридіонального напрямку охопив субокеанічну кору між Паннонією і кристалічним фундаментом СЄП, що призвело до закриття флішового басейну і формування складчасто-насувної зони Скибових Карпат. Зазначені вище особливості дивергентного етапу могли обумовити значний потенціал субокеанічної кори щодо крихко-пластичного зім'яття та збільшення потужності кори під Українськими Карпатами до аномальних масштабів (60-65 км)[186], а особливості будови західного (центрального) сегменту альпійського поясу, його гетерогенність та звивистість обумовили нерівномірне стиснення по всьому "фронту" молоді складчасто-насувної системи.

Одночасно з процесами насувоутворення відбувалися взаємні вертикальні переміщення окремих блоків фундаменту Закарпатського прогину по лінії Оашського розлому, що підтверджується відмінностями в розрізі неогенових відкладів Чоп-Мукачівської та Солотвинської западин [3]. Занурення фундаменту під час таких переміщень дозволяло морському басейну заходити в межі прогину, про що свідчать стратиграфічні та палеонтологічні дані [18].

Процес тектонізації відкладів шовної зони ЗГР під час подібних вертикальних висхідних та низхідних рухів разом з тектонізацією, що відбувалась під час попередніх стадій розвитку ЗГР, обумовили формування довулканічного парагенезису різномасштабних тектонічних порушень та потужного перетирання відкладів шовної зони в середньому та східному сегментах ЗГР.

4) Пізньоколізійна (насувно-зсувна) стадія. Після головної фази насувоутворення у міоцені процес формування насувів продовжувався, але в ослабленому вигляді. Падіння інтенсивності формування насувів може пояснюватись потовщенням та вичерпанням потенціалу ущільнення кори під час зближення континентальних масивів. За умови продовження цього зближення по досягненні певного критичного рівня фронтального стиснення, подальші імпульси регіонального поля напружень потребували нового механізму релаксації. У зв'язку з неможливістю повноцінної розрядки шляхом насувоутворення подальша релаксація відбувалась шляхом насувно-зсувних переміщень.

Ознаки правозсувних переміщень в межах ЗГР були відмічені дисертантом при аналізі карт та тектонічних схем, створених попередніми дослідниками [60, 61, 108-112]. Припущення щодо існування в неогені правосторонніх переміщень в межах ЗГР було висунуте на основі аналізу взаємного розташування зони ЗГР та ешелонованих тектонічних порушень, що перетинають відклади Внутрішніх та прилеглих покривів Зовнішніх Карпат. В подальшому дисертантом були проведені польові дослідження в межах Закарпатського прогину, шовної зони ЗГР, Рахівського та Поркулецького

покривів Зовнішніх Карпат, які дозволили отримати додаткову аргументацію даному припущенню.

Під час польових досліджень в червні 2013 року в межах східного сегменту ЗГР та прилеглих територій була здійснена проходка вздовж русел річок Мала Шопурка та Середня Ріка (рис. 4.2.2).

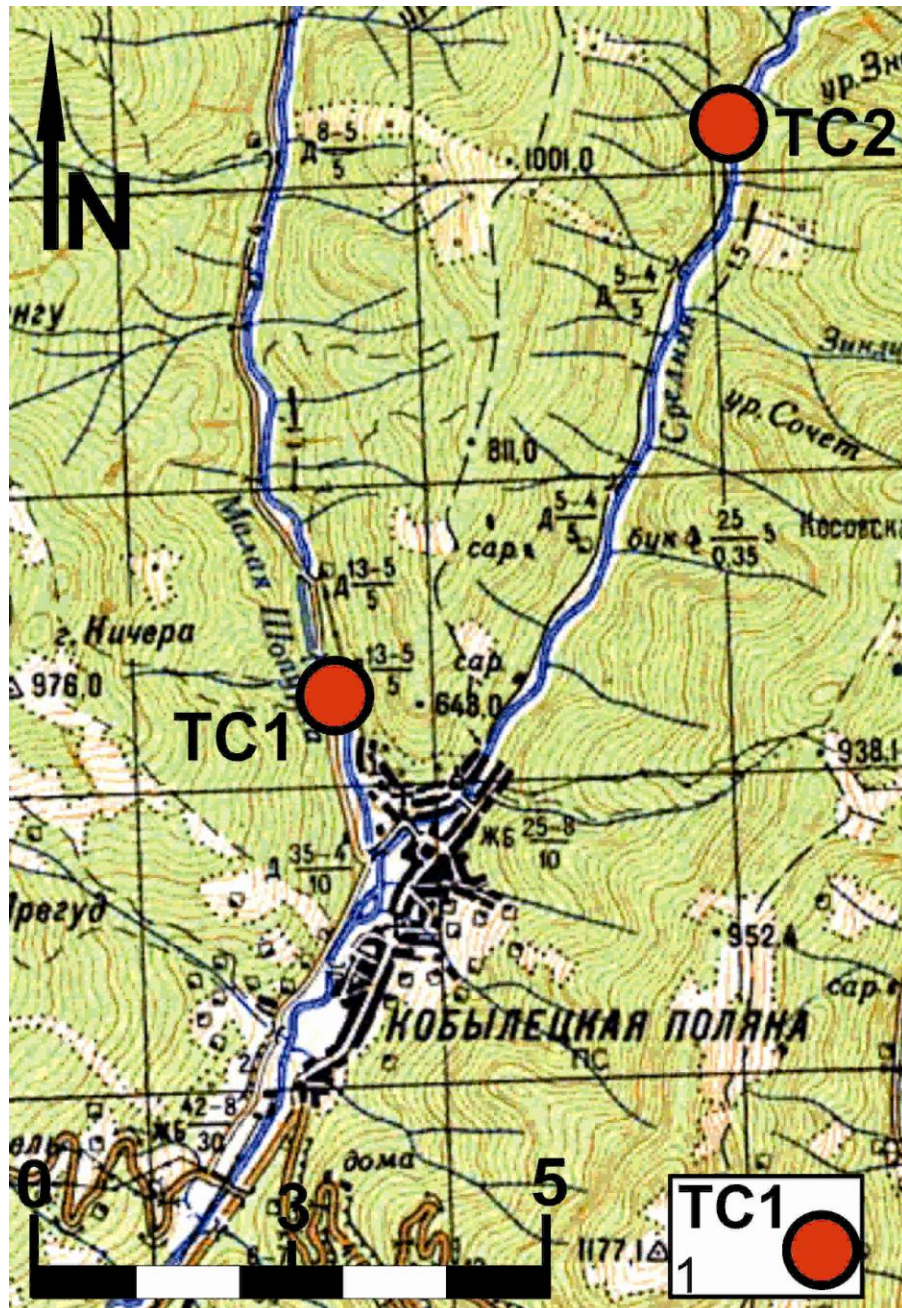


Рис. 4.2.2. Карта фактичного матеріалу досліджень вздовж річок Мала Шопурка та Середня Ріка. 1- точка спостереження та її нумерація.

Під час проходки зафіксовано вихід на денну поверхню тектонічного порушення антикарпатського спрямування в межах крейдових відкладів

Рахівського покриву. Розлом має північно-східний напрямок і трасується за азимутом 30° - 35° , а ширина розломної зони складає близько 50м.

Перше відслонення (ТС 1) знаходиться на правому березі р. Мала Шопурка поряд з мостом з північної окраїни смт. Кобилецька Поляна (рис. 4.2.3.). Вихід гірських порід на денну поверхню простягається на відстані в 50-70 м і являє собою зім'ятий тектонічний меланж із включенням об'ємних тіл гірських порід — тектонічних останців. Матрикс чорного кольору, за складом — аргілітовий, бігумінозний. В окремих місцях відслонення чітко спостерігається зім'яття аргілітової маси в дрібні складки. Тектонічні останці складені пісковиком і є слабо деформованими, проте у деяких випадках обтесаними дзеркалами ковзання. Розмір брил сягає декількох метрів. Вказані тектонічні останці ще мають назву дуплексів. Їх конфігурація апроксимується трьохосьовим еліпсоїдом деформації, і вони слугують діагностичною ознакою зсувних зон.



Рис. 4.2.3. Фрагмент відслонення на правому березі р. Мала Шопурка (Рахівський покрив, Українські Карпати).

Дуплекси можуть мати найрізноманітніші розміри — від перших кілометрів до невеликих лінз, що спостерігаються у відслоненнях. Якщо такі

лінзи знаходяться у матриці з глинки тертя, то вони можуть розглядатися як кластоліти в меланжі. Подекуди матрикс містить кварцові лінзи. Ці дрібні кристалики кварцу носять назву «мармароські діаманти» і часто зустрічаються в інтенсивно тектонізованих породах — тектонічних брекчіях та меланжах. Наявність субгоризонтальних дзеркал ковзання вказує на зсувну природу тектонічного порушення з азимутом зміщення в межах від 25° до 40° , однак дзеркала ковзання, що знайдені на пісковиках, вказують також і на вертикальну складову зміщень у формі зсуво-підкиду з азимутом підняття висячого крила 80° . З лівого берега вихід порід на денну поверхню перекритий ґрунтовим шаром тому вивчити його немає можливості.

Друге відслонення (ТС 2) розташоване на правому березі р. Середня Ріка на відстані 6 км від північної окраїни смт. Кобилецька Поляна (рис. 4.2.4.). Тут



Рис. 4.2.4. Фрагмент відслонення на правому березі р. Середня Ріка (Рахівський покрив, Українські Карпати).

на денну поверхню виходить тектонічно дислокований шар пісковиків. Дислокації гірських порід, зафіксовані в даному відслоненні, виглядають або крихкими, або пластичними. У першому випадку спостерігаються

кліваж, тріщинуватість, роздробленість порід, а в другому — глинисто-алевритиста маса із флюїдальною, іноді масивною текстурою та дрібними складками течії. Смуги інтенсивно дислокованих порід (меланжу, дрібних складок, інших тектонітів) між уламками та брилами мають ширину від перших десятків сантиметрів, до перших метрів. Довжина відслонення 60-80м. Розмір брил пісковиків коливається переважно від 30 до 70см, проте окремі уламки сягають розміром кількох метрів. Азимут простягання тектонічної дислокації складає 35° .

Зафіксований розлом простягається з південно-західної окраїни Рахівського покриву, що межує із ЗГР, на північний схід. Близькість його географічного положення до ЗГР дає змогу думати про безпосередній вплив останнього на появу та розвиток даного розлому. На таку думку наштовхує взаємне розташування ЗГР, загальний азимут простягання якого складає 300° - 310° , та описаного тектонічного порушення, азимут простягання якого за даними польових досліджень складає 35° - 40° . Звідси отримуємо, що кут між цими двома структурами складає близько 100° . Схоже співвідношення відображено в схемі М.В. Гзовського для правостороннього зсуву за умов транспресії [35], де шов головного розриву та тріщини сколювання мають подібне взаємне розташування.

Під час польових досліджень 2014 року в межах східного сегменту ЗГР були проведені дослідження вздовж русел річок Мала Уголька, Велика Уголька та прилеглих до них дрібних притоків і ярів (рис. 4.2.5). Під час проходки було встановлено наявність ряду складок із субвертикальними шарнірами в палеогенових флішових відкладах Мармароської зони Скель (рис. 4.2.6, рис. 4.2.7). Складки із субвертикальними шарнірами є прямою ознакою зсувних переміщень в межах шовної зони розлому, а вік деформованих відкладів вказує на час формування даних переміщень. Складки мають гострий кут між крилами, кути занурення шарнірів досить круті, аз. пад. шарнірів мають переважно пн.-сх. напрямки. В окремих випадках спостерігаються ознаки пошарового кліважу.

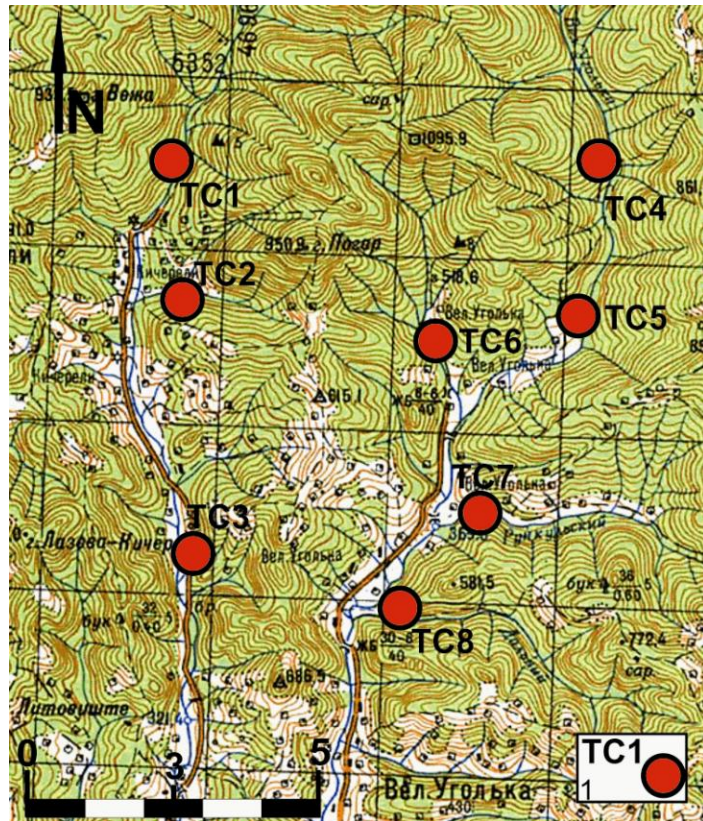


Рис. 4.2.5. Карта фактичного матеріалу досліджень вздовж річок Мала Уголька та Велика Уголька. 1- точка спостереження та її нумерація.

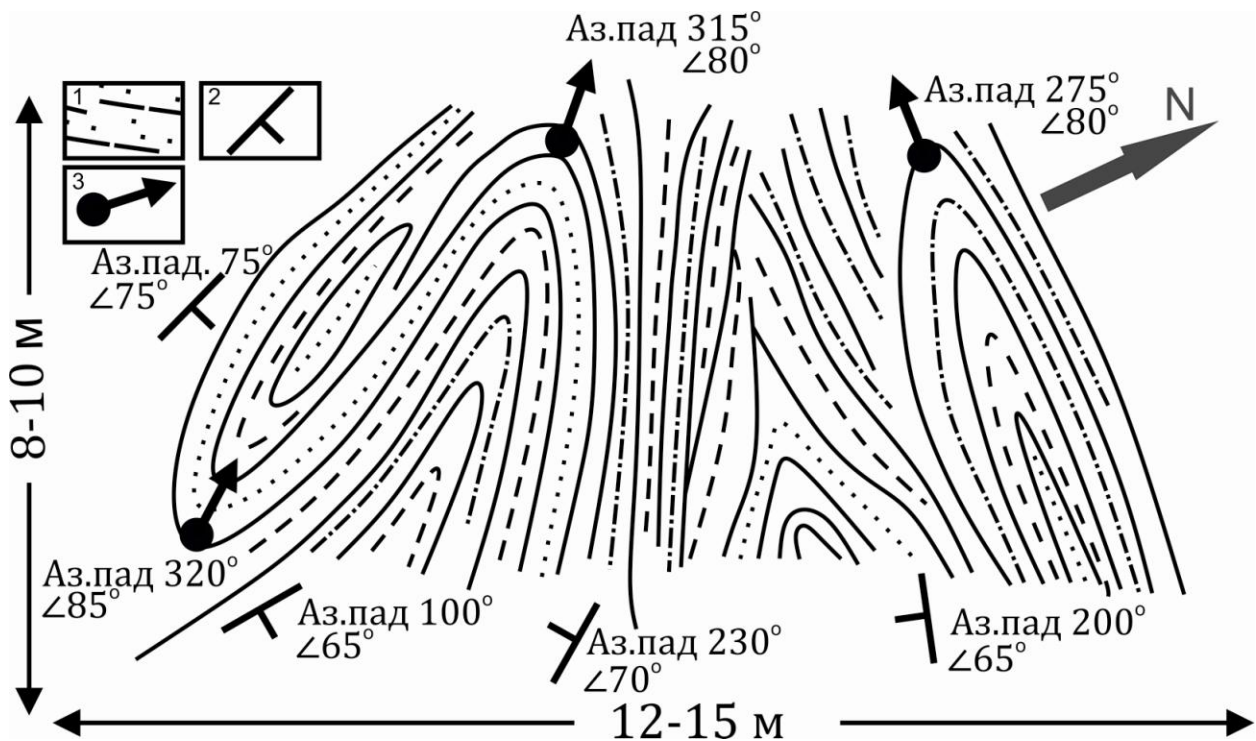


Рис. 4.2.6. План-схема залягання флішових відкладів, зім'ятих в складки з субвертикальною орієнтацією шарнірів (ТС 3). 1- флішові відклади; 2- напрямок падіння крил складок; 3- напрямок падіння шарнірів складок.



Рис. 4.2.7. Приклади складок з вертикальними шарнірами, що були зафіксовані при проходці вздовж річок Мала та Велика Уголька (ТС 2, 6, 7).

Під час польових досліджень в межах середнього сегменту Закарпатського глибинного розлому (рис. 4.2.8.) було зафіксовано і досліджено, вірогідно, шовну зону останнього (рис. 4.2.9.), що має струменеву будову (ТС 22). Вихід тектонітів на денну поверхню зафіксовано в межах правого та частково лівого берегів притоку р. Дусинка, що спускається з північного схилу г. Шелелівський Верх, яка є частиною вулканічного хребта Великий Діл. Інтенсивне розлистування флішоїдних утворень в межах зони розлому має субвертикальне падіння з простяганням 300° - 320° . Ширина виходу зони на денну поверхню складає близько 120-130 м.

Відзначається різний степінь тектонізації порід в окремих частинах розлому, тобто, тектонічне порушення має струменевий характер. В стрижневій зоні розлому перетерті породи мають витримане субвертикальне падіння при азимуті простягання близько 320° . В місцях, де збереглися крупні фрагменти флішу можна бачити прояви кліважу різної інтенсивності.

В крайній пн.-зх. частині відслонення (вгорі за течією струмка) на денну поверхню виходить флішова товща. Падіння субвертикальне при азимуті простягання близько 330° . Спостерігається змінання тонко-уламкового флішу в складки різного ступеня симетричності та інтенсивності і флексуроподібні вигини. Шари пісковиків мають потужність до 20 см, часто будиновані і фрагментовані тріщинами різної орієнтації. Вниз за течією спостерігається різкий перехід до січного кліважу з азимутом простягання 0° . Кліваж розчленовує породу на рівновеликі мікролітони видовженої ромбоподібної форми довжиною до 20 см.

Поряд, вниз за течією, різко зростає інтенсивність тектонізації, відбувається швидкий перехід від січного кліважу до зони потужної тектонічної деструкції з подрібненням флішевого матеріалу. Спостерігається зміна пісковиків від кліважованого до катаклазованого, меланжованого та подекуди мілонізованого стану. Форма мікролітонів набуває призматичних обрисів, розмір зменшується і максимальні заміри сягають 10–12 см. Площини розлистування орієнтовані у відповідності з L-сколами другого порядку,

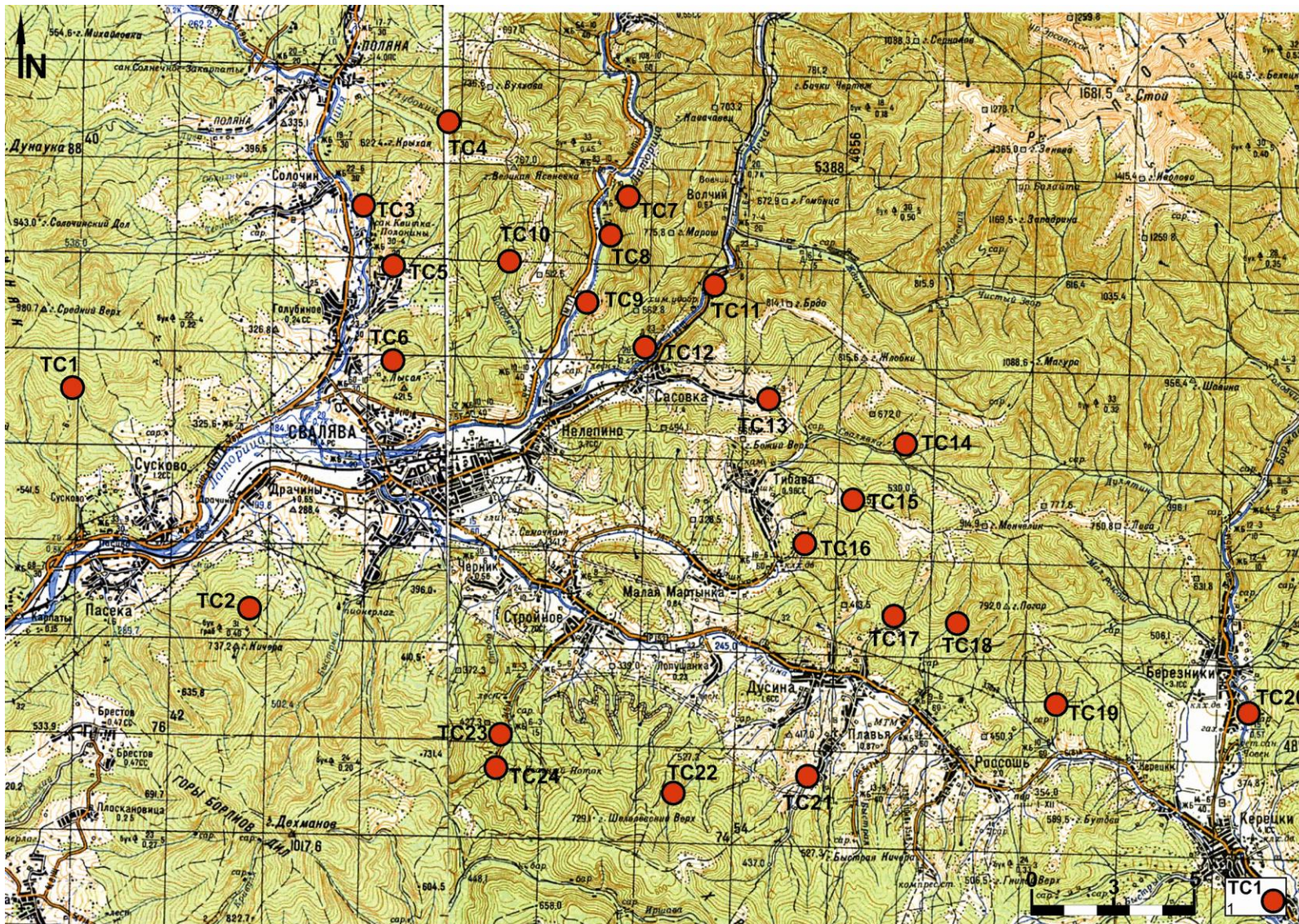


Рис. 4.2.8. Карта фактичного матеріалу польових досліджень в межах середнього сегменту Закарпатського глибинного розлому. 1- точка спостереження та її нумерація.

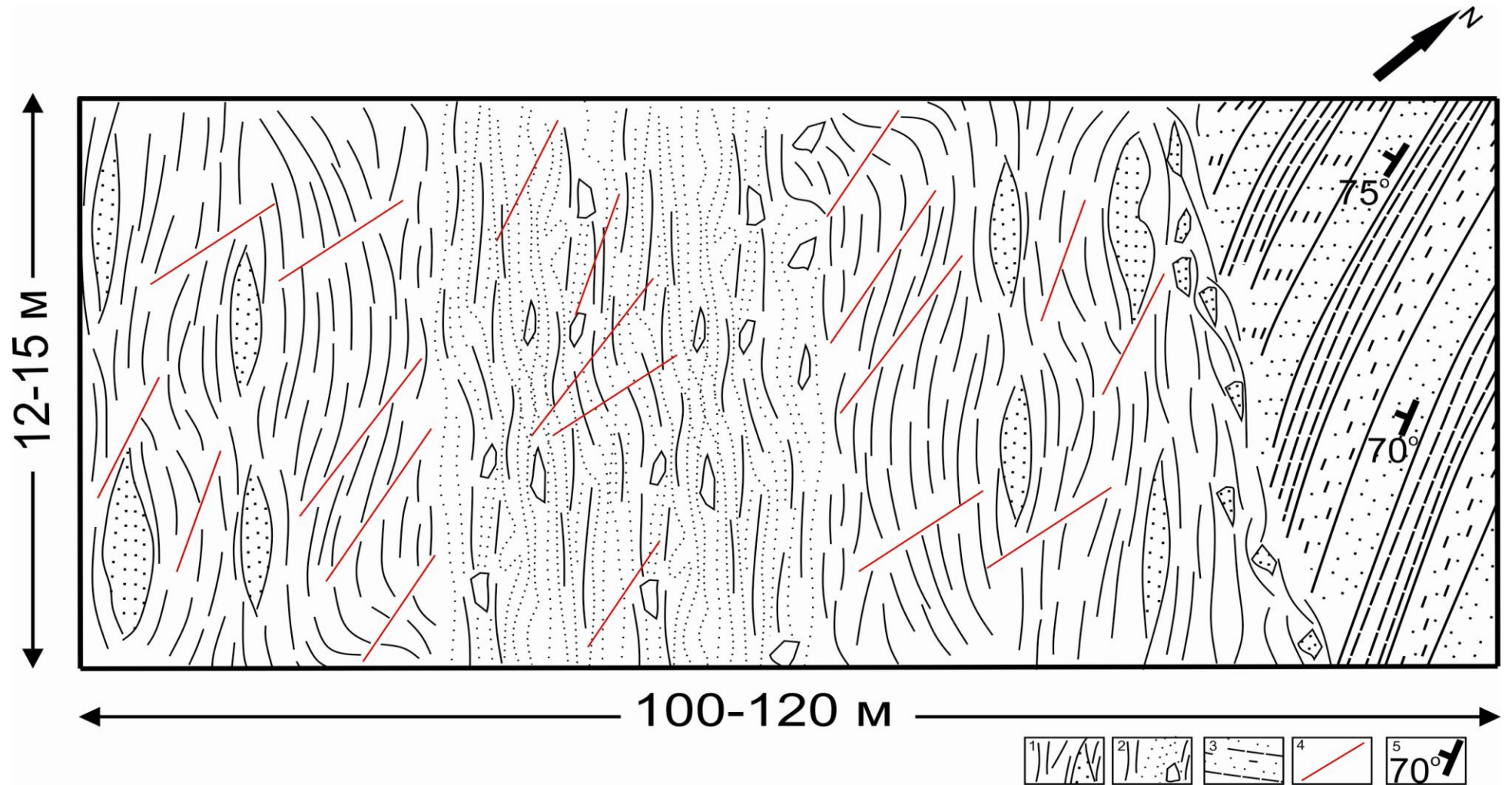


Рис. 4.2.9. План-схема виходу на поверхню шовної зони ЗГР (ТС 22). 1- кліважовані флішеві відклади; 2- тектонічний меланж та уламки флішового матеріалу в ньому; 3- флішеві відклади; 4- молоді тріщини сколювання та відриву в межах мілонізованих товщ; 5- кут та напрямок падіння флішових товщ.

паралельно струменям шовної зони. Подекуди вони набувають вигинів та складкоподібних підворотів. В загальній відносно слабкозцементованій меланжовано-мілонітизованій масі подекуди зберігаються окремі фрагменти пісковиків різних розмірів (рис. 4.2.10).

Нижче за течією інтенсивність деструкції дещо зменшується, змінюється орієнтація кліважу (аз.прост. 320° , падіння стає субвертикальним), його тип змінюється на пошаровий, мікролітони набувають тонкотаблитчастої та пластинчастої форм, а склад кліважованої породи стає суттєво аргілітовим. Орієнтація мікролітонів переважно субвертикальна. Розміри мікролітонів у поперечнику коливаються переважно від 0,5 до 2-3 см однак в окремих випадках зустрічаються фрагменти розміром до 10 см. Подекуди кліважована товща має вигини та зминається в невеликі складки з субвертикальними шарнірами (рис. 4.2.10). Складки симетричні та мають пологий кут падіння крил. Вигини по системі з притираннями спричинили сплющення мікролітонів та утворення дзеркал ковзання. Зонки перетирання, заповнені глинкою тертя, мають розміри від 0,5-2 до 10 см.

Далі в низ за рухом течії інтенсивність тектонізації зростає. Зона пошарового кліважу з вигинами поступово переходить в зону суцільного перетирання гірських порід. Мікролітони чорного забарвлення, дрібні, вигнуті, вкриті дзеркалами ковзання. Розміри мікролітонів у поперечнику — до 0,5 см.

Надалі інтенсивність тектонізації збільшується і переходить від меланжування до мілонітизації. Перетертий матеріал має червонувате та сіре забарвлення. Характерною особливістю даної зони є різкі контакти між червоноколірним та сіроколірним матеріалом по тріщинах сколу. Це демонструє взаємні переміщення перетертого матеріалу.

Даний вихід на денну поверхню можна вважати унікальним, оскільки досліджуваний сегмент зони розлому здебільшого перекритий вулканітами ВГП ступінь відслоненості яких не дозволяє провести структурні дослідження.

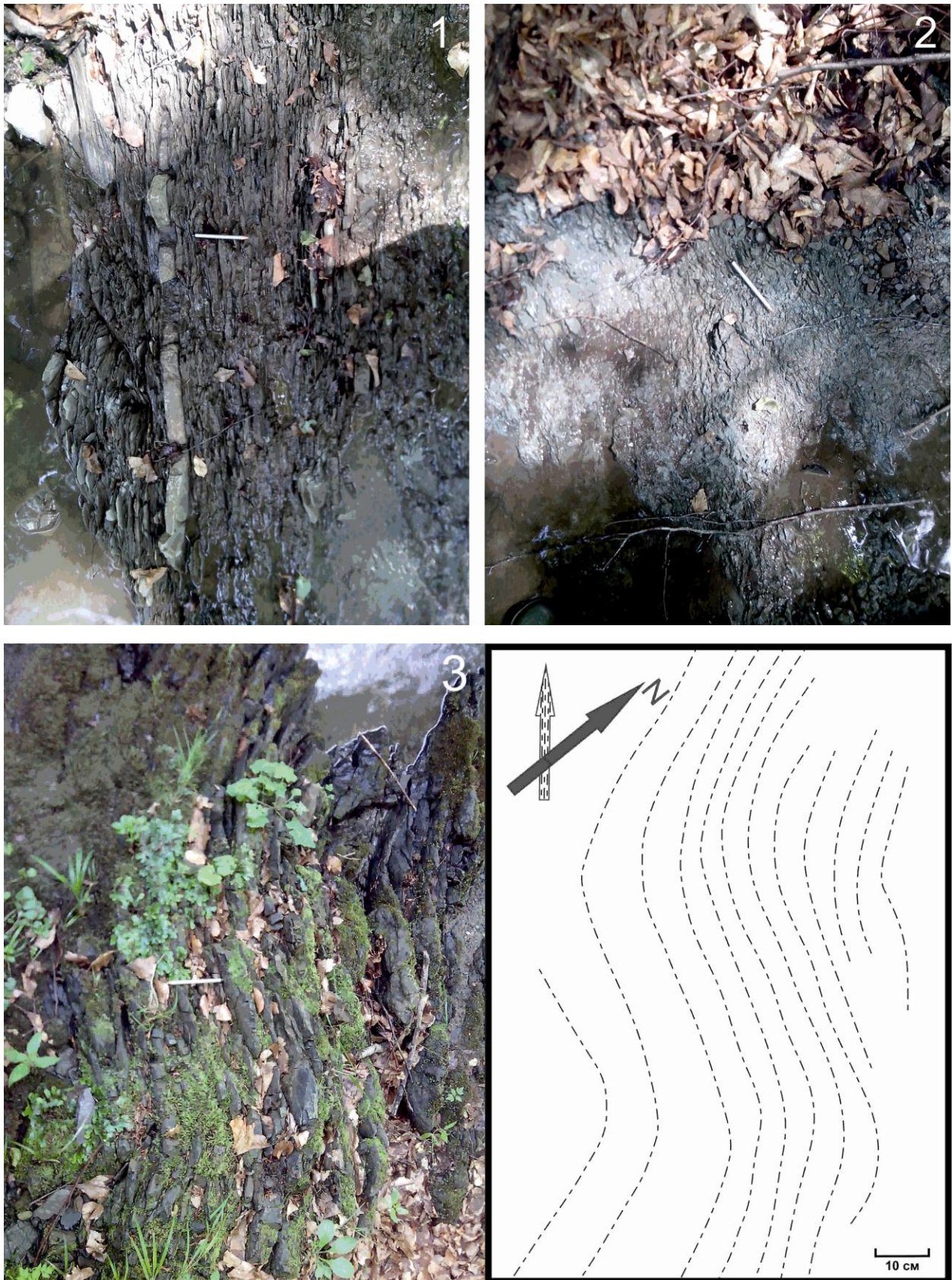


Рис. 4.2.10. (1) Розлистування та кліваж порід в межах шовної зони середнього сегменту ЗГР; (2) меланжування в межах шовної зони ЗГР, (3) вигинів з вертикальними шарнірами та їх схематичне зображення. Стрілками вказані напрямки на північ та напрямки розлистування.

Також польові роботи підтвердили існування ешелонованих тектонічних порушень антикарпатського спрямування, які перетинають Внутрішні Карпати та палеогенові відклади Поркулецького покриву Зовнішніх Карпат. Зокрема проходка вздовж річок Піня, Латориця, Віча, Свалявка, Дусинка, Дулятин та Боржава, а також їх притоків дозволила зафіксувати ряд розломів з переважними аз. прост. 45° - 55° та окремими випадками аз. прост. 30° - 35° , субвертикальним падінням та меланжуванням і мілонітизацією гірських порід (ТС 3-ТС 20). В межах розломів фіксувались дзеркала ковзання, орієнтація яких вказує на субгоризонтальний характер переміщення. Орієнтація зафіксованих ешелонованих зсувних порушень відносно ЗГР на загал відповідає положенню R'-сколів при правозсувних переміщеннях за умов транспресії (рис. 4.2.11-4.2.13).

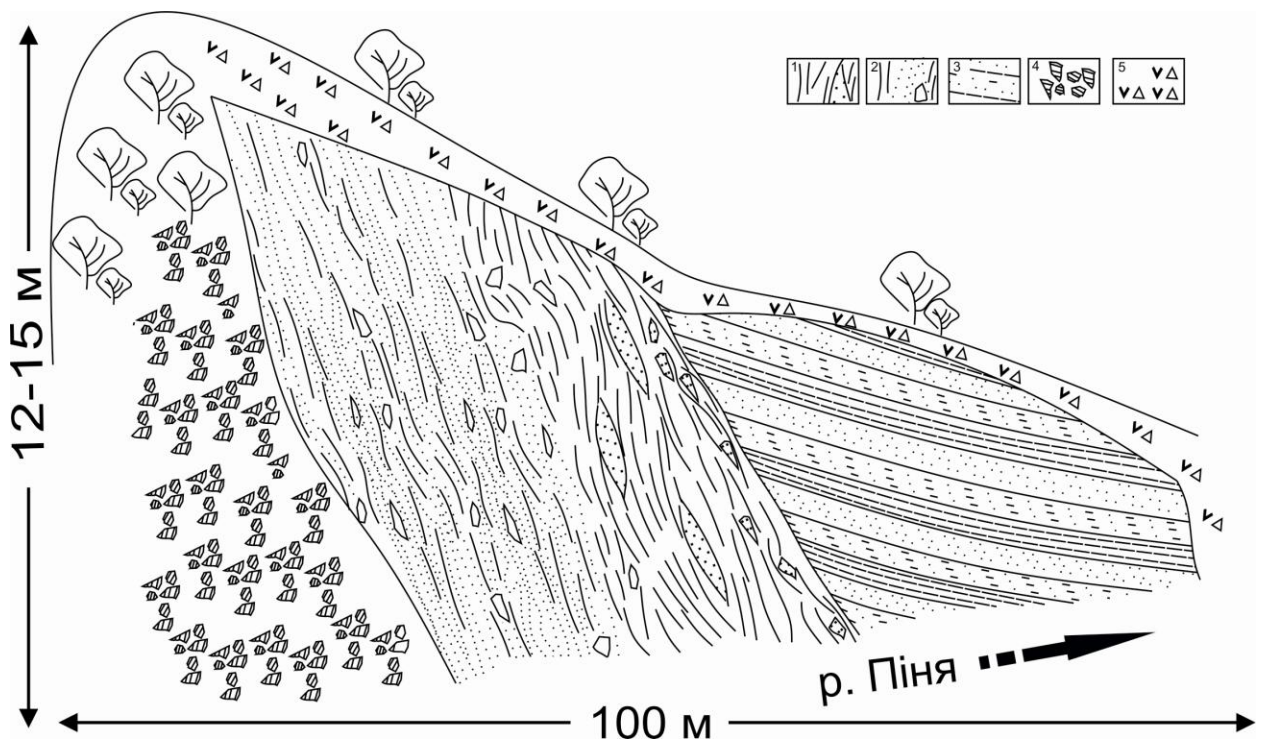


Рис. 4.2.11. Схема тектонізації флішевих відкладів (ТС 3). 1- кліважування флішових відкладів; 2- тектонічний меланж; 3- нетектонізовані флішові відклади; 4- делювіально-колювіальний матеріал; 5- ґрунтово-рослинний шар.



Рис. 4.2.12. Тектонізація флішевих відкладів (ТС 9).



Рис. 4.2.13. Тектонізація флішевих відкладів (ТС 17).

З урахуванням власних польових досліджень, а також за даними попередніх дослідників було створено схему, що демонструє взаємне розташування зони ЗГР та тектонічних порушень, що перетинають Внутрішні Карпати та Поркулецький покрив Зовнішніх Карпат (рис. 4.2.14).

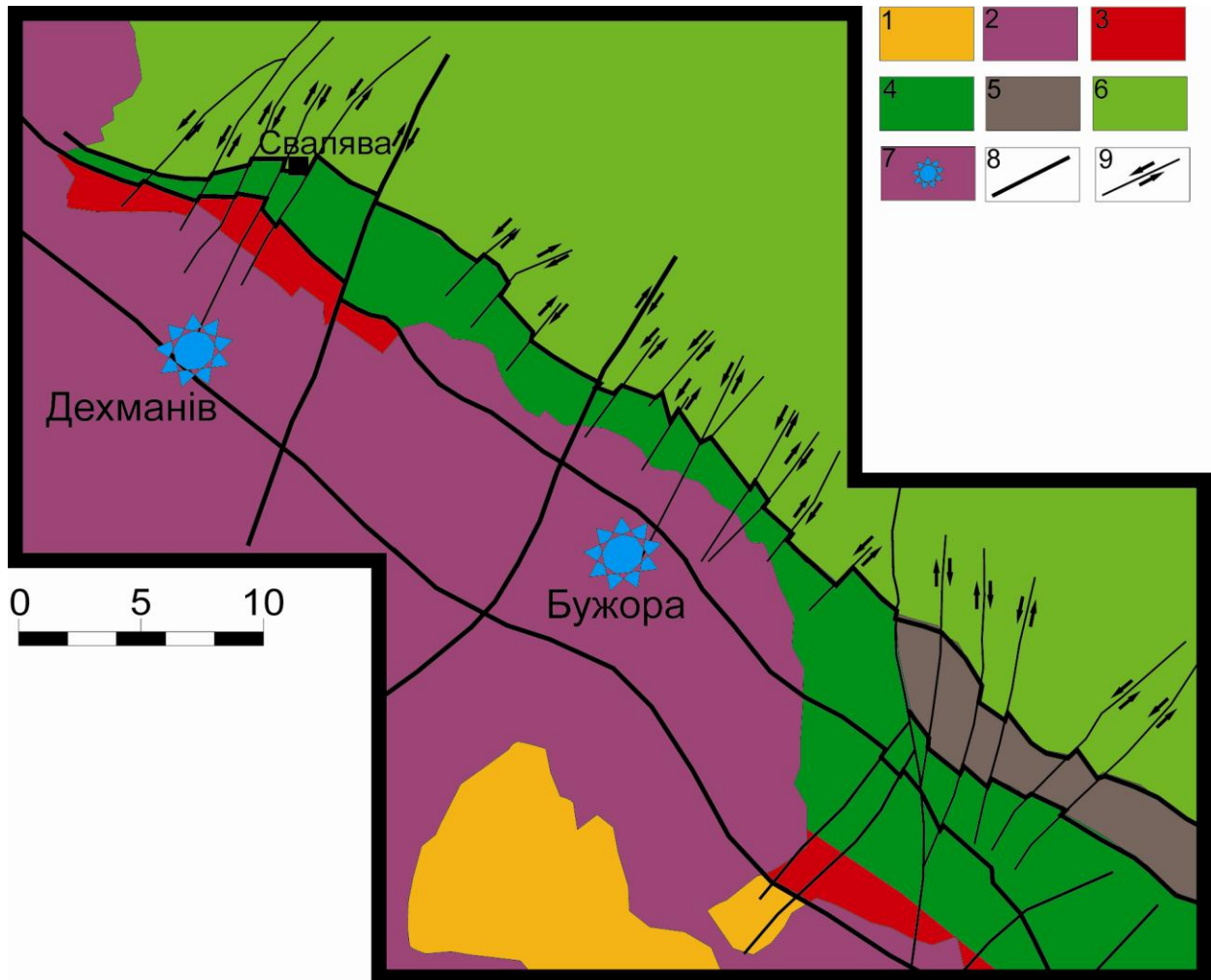


Рис. 4.2.14. Схема розташування структурних елементів правозсувного парагенезису в межах центральної ланки ЗГР. Створено з використанням даних [60, 61, 108-112] та власних польових досліджень. 1-Закарпатський прогин; 2-Вигорлат-Гутинське пасмо; 3-Пенінська зона; 4-Монастирецька зона; 5-Вежанська зона; 6-Зовнішні Карпати; 7-стратовулкани та їх назви; 8-розломи, що обмежують структурно-формаційні зони; 9-молоді розломи, що перетинають Зовнішні та Внутрішні Карпати, а також напрямки переміщень по ним.

Окрім вивчення шовної зони ЗГР дисертантом були проведені дослідження вулканічних масивів ВГП. Під час польових робіт в межах вулканічних масивів Дехманів Верх та Бужора проводилась фіксація окремих центрів ерупції (рис. 4.2.15). Центри ерупції діагностувалися в відслоненнях кар'єрів за субвертикальною орієнтацією флюїдальності (рис. 4.2.16). Також

проводилась фіксація тектонічної тріщинуватості, яка спорадично простежується по вулканітам ВГП (рис. 4.2.17).

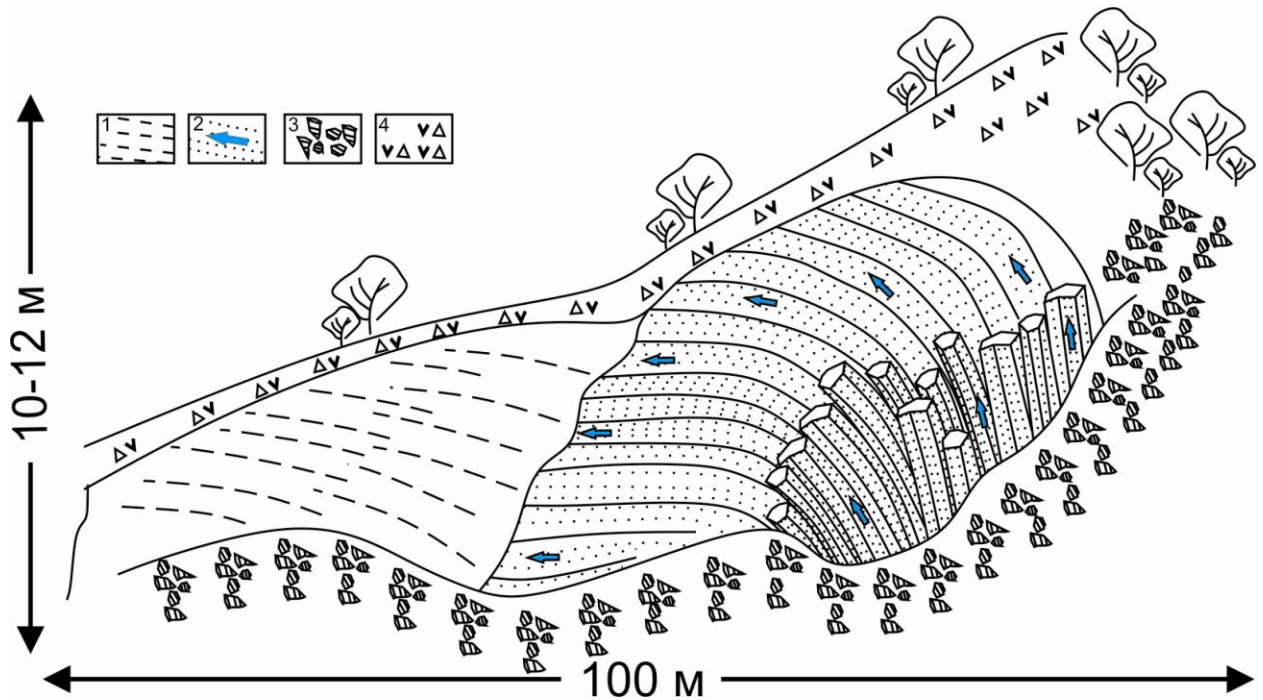


Рис. 4.2.15. Схема зафіксованого центру ерупції андезитобазальтів, розкритого кар'єром в межах масиву Бужора (ТС 1). 1- дзеркало ковзання; 2- флюїдальність та її напрямок; 3- уламковий матеріал; 4- ґрунтово-рослинний шар.



Рис. 4.2.16. Флюїдальність андезитобазальтів.



Рис. 4.2.17. Приклад тектонічної тріщинуватості, що спорадично прослідковується по вулканітах масиву Дехманів Верх (ТС 24).

Середній сегмент ЗГР здебільшого перекритий кайнозойськими вулканітами ступінь відслоненості яких не дозволяє провести структурні дослідження. Втім, тектонічна тріщинуватість спорадично простежується у відслоненнях андезитів анталівського комплексу на західному продовженні зони ЗГР. Зокрема поблизу залізничної станції с. Ворочеве Перечинського району, було зафіксовано відслонення андезитів з ознаками тектонічного порушення субкарпатського спрямування. Вихід андезитів на денну поверхню розташований в межах пн.-сх. схилів хребта Чонтош вздовж дороги з правого берегу р.Уж (рис. 4.2.18).

Сумарні розміри відслонення складають близько 200 м в довжину та 8-10 м у висоту. Ширина тектонічного порушення складає близько 4 м, аз. пад. 230° , $\angle 80^{\circ}$. Деформація порід носить переважно крихко-пластичний характер.

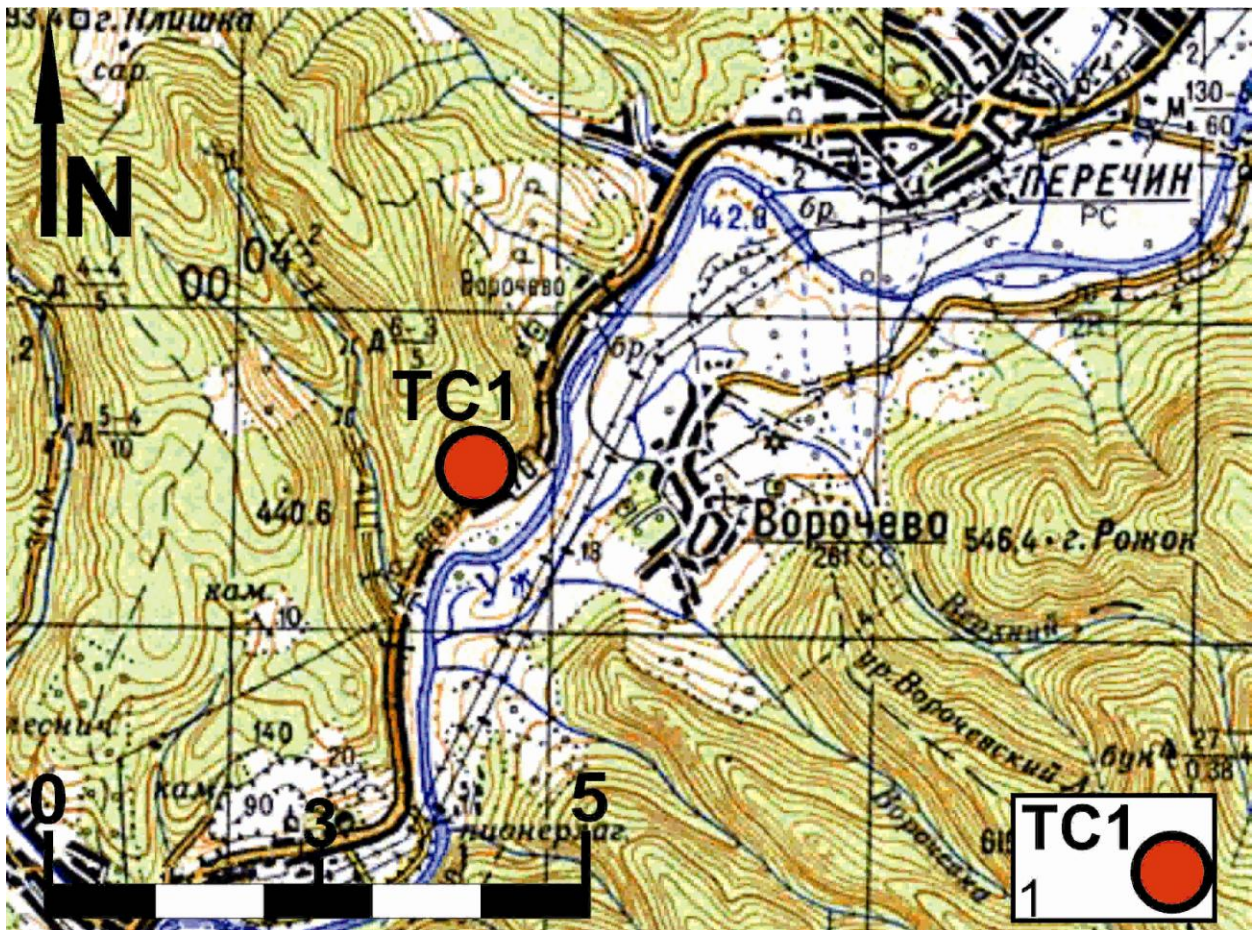


Рис. 4.2.18. Карта фактичного матеріалу досліджень вздовж річки Уж. 1-точка спостереження та її нумерація.

У зв'язку з тектонічним порушенням по товщі андезитів утворилася тріщинуватість по трьох взаємно перпендикулярних напрямках, що поділила породу на призматичні “блочки” розміром від 5-10 до 30 см завтовшки. Простежується чітка орієнтація уламків згідно простягання розлому. Спостерігається ряд дещо вивітрених дзеркал ковзання. Дзеркала ковзання переважно мають субвертикальну орієнтацію, однак деякі з них вигнуті. Їх азимут простягання змінюється залежно від вигину, однак загалом зберігається в межах 300° - 330° . Орієнтація штрихів ковзання вказує на субгоризонтальні зсувні переміщення. В туфоподібних породах (?), що перекривають андезити, зафіксувати чіткі ознаки зсуву не вдалося у зв'язку з важкодоступністю та перекриттям рослинним шаром.

В центральній частині розлому спостерігаються складкоподібні вигини з горизонтальною орієнтацією шарнірів. Наявність таких вигинів вказує на те, що

зміщення мало не лише горизонтальний характер, а й вертикальний (рис. 4.2.19).



Рис. 4.2.19. Тріщинуватість у відслоненні андезитів анталівського комплексу поблизу залізничної станції с. Ворочеве Перечинського району.

Близькість розташування даного тектонічного порушення до ЗГР, спільність їх простягання дозволяють припустити, що поява тектонічного порушення поблизу с. Ворочеве є наслідком вертикальних зміщень по лінії ЗГР. Зокрема переміщеннями, що спричинили появу такого порушення, могли бути вертикальні рухи Чоп-Мукачівської западини.

4.3. Динамо-кінематичні реконструкції син- та постмагматичних стадій розвитку Закарпатського глибинного розлому. Під час польових досліджень відслонень шовної зони середнього сегменту ЗГР було зафіксовано наявність більш молодих тріщин сколювання і відриву різної орієнтації. Зокрема спостерігаються тріщини відриву, заповнені карбонатами, в яких помітні ознаки повторних зсувів (рис. 4.3.1). У межах ділянки інтенсивної тріщинуватості здійснені 92 заміри тріщин сколювання, відриву і тріщин комбінованого типу.

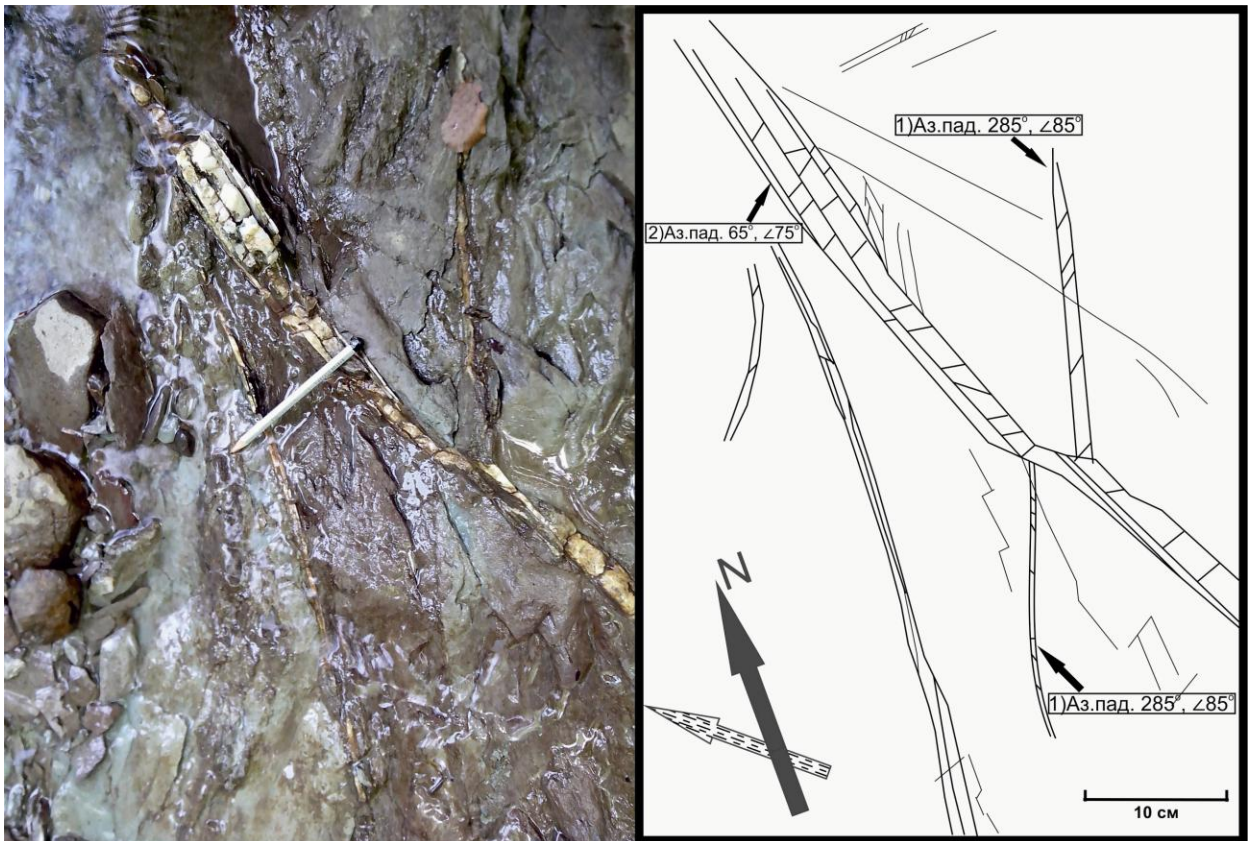


Рис. 4.3.1. Фотознімок молодих тріщин сколювання та відриву та схематичне зображення співвідношень між ними. Стрілками вказані напрямки на північ та розлистування.

Типізація тріщин на генетичній основі, виділення різновікових систем і парагенезисів дозволили провести тектонофізичні реконструкції та визначити динамо-кінематичні умови пізньо- і постмагматичного тріщиноутворення. За допомогою сітки Вульфа і планісфери Проніна побудовано S- і π S-діаграми (рис. 4.3.2, а-г), на яких досить чітко виділяються максимуми концентрації тріщин сколювання: 1) Аз. пад. 3° , $\angle 80^\circ$; 2) Аз. пад. 58° , $\angle 80^\circ$ і менш чітко 3) Аз. пад. 94° , $\angle 82^\circ$ 4) Аз. пад. 26° , $\angle 80^\circ$. Тріщини відриву зосереджуються в трьох максимумах: 1) Аз. пад. 285° , $\angle 85^\circ$; 2) Аз. пад. 63° , $\angle 75^\circ$; 3) Аз. пад. 28° , $\angle 85^\circ$.

Аналіз взаємних перетинів тріщин сколювання і відриву дозволяє визначити послідовність їх виникнення (наприклад, рис. 4.3.1 демонструє взаємовідношення тріщин відриву №1 і №2). Зафіксовані максимуми тріщин сколювання №1 і №2 утворюють спряжену пару, якій відповідає максимум концентрації тріщин відриву №3. При формуванні даної спряженої пари, тріщина сколювання №2 успадкувала напрямок тріщини відриву №2, що

дозволяє зробити висновок про більш давнє закладанні останньої. У свою чергу тріщини сколювання №3 і №4 теж утворюють сполучену пару максимумів, якій відповідає тріщина відриву номер №2. Взаємовідносини тріщин відриву №2 і №1 говорять про більш раннє утворення останньої.

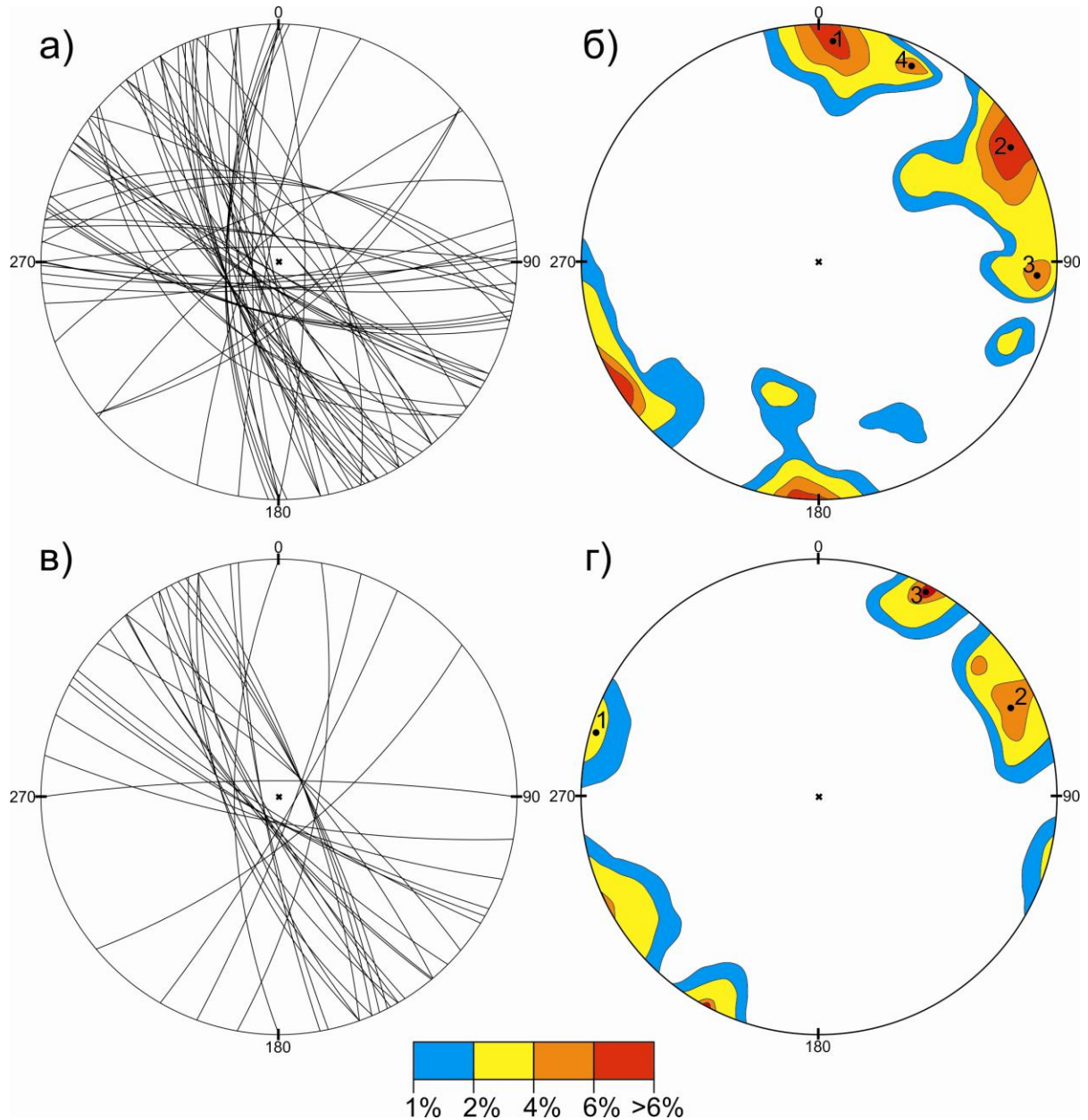


Рис. 4.3.2. а, б — структурні S- та π S-діаграми для тріщин сколювання; в, г — структурні S- та π S-діаграми для тріщин відриву.

Тектонофізичні реконструкції за методом М.В. Гзовського дозволили визначити три поля напружень від давнішого до більш молодого (рис. 4.3.3): 1) σ_1 -195/02, σ_3 -105/05; 2) σ_1 -150/02, σ_3 -240/10; 3) σ_1 -125/02, σ_3 -215/10. Характерними особливостями даних полів напружень є близька до горизонтальної орієнтація осей стиснення (σ_1) і розтягування (σ_3), що є ознакою

зсувних переміщень, і зміна з часом орієнтації осі максимального стиснення від північно-східного до північно-західного напрямку.

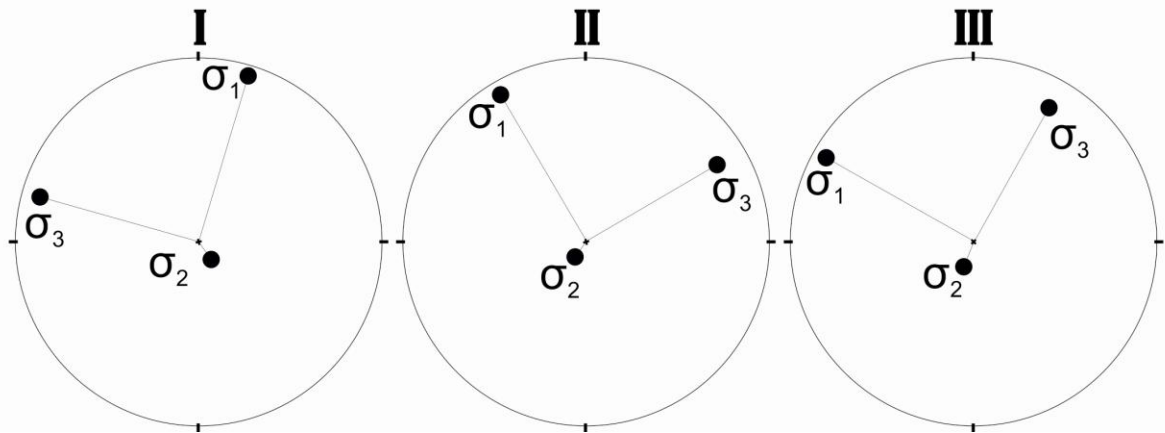


Рис. 4.3.3. Поля напруження пізніх стадій розвитку зони ЗГР від найдавнішого до наймолодшого (σ_1 — вісь максимального стиску; σ_2 — вісь проміжного напруження; σ_3 — вісь максимального розтягу).

Утворення та переорієнтація встановлених локальних полів напружень відбувалася в умовах загального для всієї структури Українських Карпат неогенового стиснення північно-східного напрямку. В роботі [32] О.Б. Гінтовим узагальнено результати тектонофізичного вивчення Українських Східних Карпат, виконаного в 1992-1995 р.р. та зроблено висновок, що головна фаза формування складчастості тут пов'язана із стисненням по азимуту 220° . В роботі [33] цей результат уточнено: в міоцені-пліоцені стиснення української частини Карпатського орогену відбувалося в полях напружень σ_1 - 219/03, σ_3 - 46/73. Вивчення Українських Карпат в найпівденнішій їх частині по р. Серет [10] показало, що в пліоцені вони зазнавали стиснення з головними осями σ_1 - 216/16, σ_3 - 329/53.

Аналіз простягання насувних структур в межах Карпатської складчастої системи свідчить про мінливість регіональних і локальних полів напружень, обумовлених гетерогенністю її будови. Причому варіації полів напружень простежуються як по простяганню, так і вхрест простягання системи. Визначальне значення в геомеханічному сенсі могло мати мозаїчне поширення різних за формою і розмірами фрагментів доальпійської континентальної кори.

Особливою контрастністю відрізняються зони зчленування власне складчастих Карпат з фундаментом Закарпатського прогину. Тут на протязі тривалого часу формувалася система диз'юнктивів, зазвичай поєднувана поняттям Закарпатський глибинний розлом [86]. Шовна зона розлому в її пізньокайнозойському вираженні проявлена зоною тектонітів багатоструменевої будови зі стійким північно-західним простяганням (310° - 320°) і субвертикальним падінням, у зв'язку з чим сприймається зоною сколювання зсувного типу, ширина якої в окремих ділянках досягає декількох кілометрів. Формування зони сколювання в межах шовної зони такого простягання, що утворює гострий кут з складчастими структурами Українських Карпат, можливе лише за наявності субмеридионального стиснення.

Зафіксовані в межах зони сколювання молоді тріщини сколювання і відриву можуть свідчити про подальшу еволюцію регіонального поля напружень зі зміною вектора максимального стиснення від стадії до стадії, однак ознак таких істотних відхилень не зафіксовано. Більш вірогідною причиною переорієнтації локальних полів напружень в процесі еволюції попередньо утвореної зони сколювання в умовах сталого субмеридионального стиснення може служити вплив додаткового силового фактора. Таке пояснення, зокрема, підкріплюється експериментальними даними М.В.Гзовського [35] згідно з якими орієнтація тріщин сколювання і відриву в межах зони сколювання залежить від багатьох факторів і може значно відхилитися від базових теоретичних уявлень. Важливим ускладнюючим фактором, згідно численних експериментів, служать додаткове стиснення або розтягнення, прикладені перпендикулярно границь зони сколювання. При наявності додаткового стиснення тріщини відриву орієнтуються під значно великим кутом до простягання зони сколювання відносно теоретичних 45° і навпаки, при наявності додаткового розтягування кут зменшується. Парні тріщини сколювання отримують відповідну орієнтацію. З цього випливає, що при аналізі тріщин високорангових розривних структур важливо враховувати конкретні обставини їх утворення. Без такого врахування висновки щодо структур нижчих рангів можуть бути помилковими.

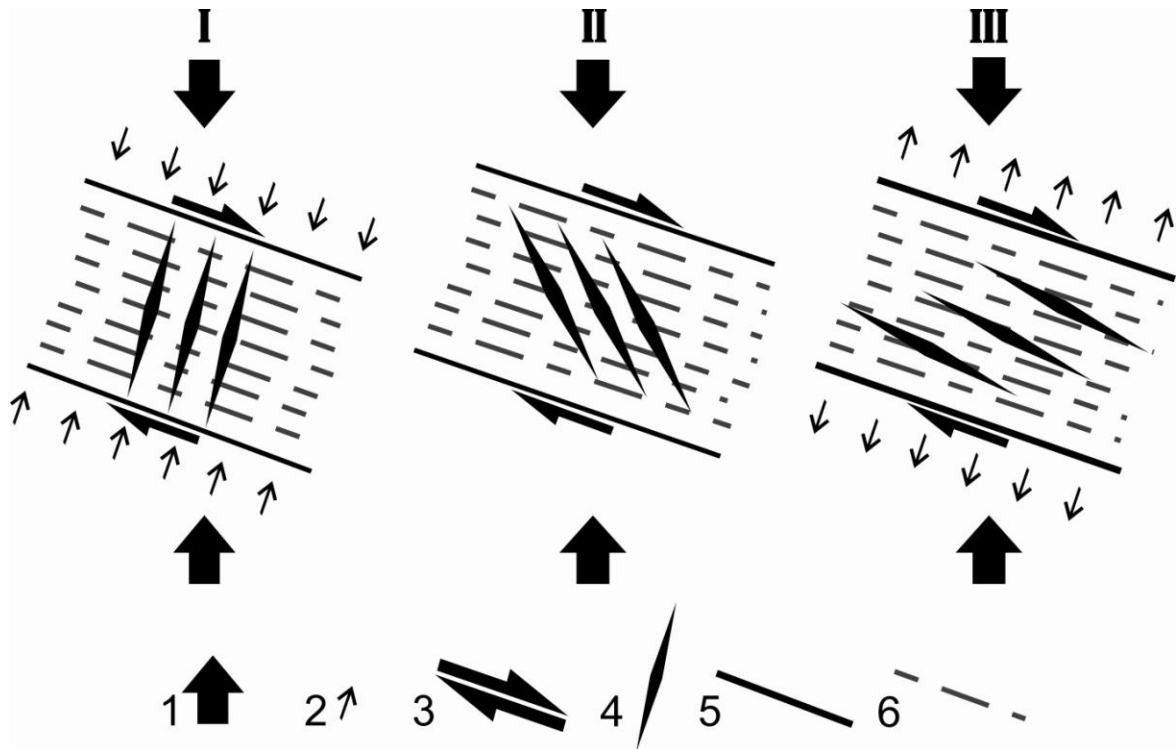


Рис. 4.3.4. Реконструкція динамо-кінематичних умов формування тріщин відриву трьох стадій із урахуванням експериментальних даних М.В. Гзовського. Схема простого зсуву з додатковим стиском (I), без додаткового стиску-розтягу (II) та з додатковим розтягом (III); 1 — напрямок регіонального стиску; 2 — напрямок додаткового стиску-розтягу; 3 — напрямок зсувних зміщень; 4 — структури розтягу; 5 — границі зон сколу; 6 — листуватість зони сколювання.

З урахуванням зазначених експериментальних даних, пропонується наступна схема деформаційного процесу (рис. 4.3.4). Перший етап тріщиноутворення відбувався в умовах додаткового стиснення, перпендикулярного кордонів раніше утвореної зони сколювання (схема транспресії) і призвів до утворення тріщин відриву з аз.пад. 285° , $\angle 85^\circ$, субперпендикулярних простяганню зони (рис. 4.I). Другий етап тріщиноутворення має всі ознаки типового простого правостороннього зсуву в межах раніше утвореної зони сколювання. Орієнтація утворених тріщин відриву аз.пад. 65° , $\angle 75^\circ$, що становить близько 45° до площини зміщення (рис. 4.II); пов'язані R-сколи: аз.пад. 24° , $\angle 80^\circ$, а R'-сколи: аз.пад. 90° , $\angle 82^\circ$. Третій етап (рис. 4.III) тріщиноутворення, мабуть, відбувався під дією правостороннього зсуву з додатковим розтягом (схема транстенсії). Про умови додаткового розтягу свідчить орієнтація тріщин відриву (аз.пад. 25° , $\angle 85^\circ$), субпаралельно обмеженням зони сколювання.

Таким чином, існують аргументи щодо виникнення правосторонніх зсувних переміщень на пізньоколізійній стадії розвитку Закарпатського глибинного розлому за умов збереження загального для всієї Карпатської складчасто-покривної системи стиснення північно-східного напрямку. Існування зсувних переміщень аргументується наявністю складок із субвертикальними шарнірами та зони сколювання із субвертикальною орієнтацією кліважу і розлистування порід в межах шовної зони розлому. На правосторонній напрямок вказує орієнтація ешелонованих тектонічних порушень другого порядку, що перетинають Внутрішні та прилеглі покриви Зовнішніх Карпат. Вік зсувних переміщень аргументується віком дислокованих відкладів: зім'яті в складки з субвертикальними шарнірами та порушені розломами другого порядку відклади мають палеогеновий вік. Про різну інтенсивність зсувних переміщень в середньому та східному сегменті ЗГР свідчить різний ступінь тектонізації відкладів шовної зони у відповідних сегментах.

Також правозсувний характер переміщень підтверджується проведеними дисертантом тектонофізичними реконструкціями молодих полів напружень в центральному сегменті Закарпатського глибинного розлому. Реконструкції дозволили визначити динамо-кінематичні умови пізньо- та постмагматичного тріщиноутворення в межах попередньо утвореної зони сколювання. Було встановлено послідовність виникнення локальних полів напружень, характерними ознаками яких є близька до горизонтальної орієнтація осей стиснення (σ_1) і розтягу (σ_3), що є ознакою зсувних переміщень. Було визначено, що динамо-кінематичні умови формування молодих тріщин сколювання та відриву вказують на правозсувні переміщення в межах шовної зони Закарпатського глибинного розлому, які можуть бути успадкованими від неогенових переміщень того ж напрямку.

Поява і нарощування правозсувної компоненти могли відбутися ще на ранньоколізійній стадії, але різке зростання її значення відзначається вже по її завершенні.

РОЗДІЛ 5. ЗВ'ЯЗОК НЕОГЕНОВОГО МАГМАТИЗМУ ЗАКАРПАТТЯ З СИСТЕМОЮ ЗАКАРПАТСЬКОГО ГЛИБИННОГО РОЗЛОМУ ТА ІНШИМИ ДИЗ'ЮНКТИВАМИ.

5.1. Геолого-структурна позиція неогенових вулканітів Закарпаття. В Закарпатському прогині вулканічні утворення групуються у дві смуги, що розрізняються за часом формування і просторово змикаються в районі хр. Оаш. Петрографічно в межах обох дуг вулканічні утворення представлені рядом базальт–андезит–ріоліт, причому переважають андезибазальти і андезити.

Вулканіти, розповсюджені в зоні Припаннонського глибинного розлому, сформувалися, головним чином, в ранньомагматичну епоху протягом трьох перших еруптивних фаз [173]. Тут поширені лави і туфи андезибазальтів, андезитів і дацитів, екструзії дацитів, ріодацитів і ріолітів баденського і нижньосарматського віку [3]. Ці породи розкриті свердловинами на південному борті Мукачівської западини та відслонені на вершинах розрушених і частково похованих вулканічних споруд гір Шаланка, Чорна, Дрисіно у складі чомонинського комплексу, а також екструзивних куполах Берегівського підняття [60]. Широко представлені в цій зоні баденські та сарматські туфи, туфолави та ігнімбрити ріолітового і ріодацитового складу вважають похідними центрів, що вивергалися в межах Паннонської області.

Припускається, що структурний шов, що обмежує Закарпатський прогин і Паннонську западину, не являв собою витриманого лінійно витягнутого бортового розлому, а носив блоковий характер [114]. Одним з цих блоків є Берегівське підняття [84]. Упровадження плагіоріолітових куполів на Берегівському піднятті пов'язується з діяльністю магматичних центрів у ранньосарматський час [60, 142] за стійкого тектонічного режиму, коли коливальні рухи були мінімальними уздовж розломів, що відділяють Паннонську депресію від системи внутрішніх западин. Прояви андезибазальтового вулканізму в Закарпатському прогині фіксуються майже протягом усього орогенного етапу: слабкі спалахи його у ранньоорогенну стадію (баден – нижній сармат) змінилися майже безперервними виверженнями у

пізньоорогенну стадію (пізній сармат – паннон і можливо понт). Переважаючим типом прояву андезибазальтового вулканізму були експлозивні і ефузивні виверження з полігенних апаратів центрального типу, які супроводжувалися упровадженням екструзій, субінтрузивних тіл, тощо [117, 119, 189].

У пізньому міоцені виверження порід ріоліт-дацитової ігнімбрит-попілової формації повністю припинилися, а центри вивержень лав основно-середнього складу андезит-базальтової формації перемістилися до порушень, що відділяють Внутрішні і Зовнішні Карпати. Продукти вивержень цих магм призвели до утворення структури Вигорлат-Гутинського пасма, яка є фрагментом Вигорлат-Харгитського поясу неогенових вулканітів, що утворюють зовнішнє вулканічне обрамлення Паннонської депресії. Великі масштаби епіцентрів та значні потужності підвідних каналів, які сприяли досить швидкому транспортуванню магми до поверхні, зумовили близькість (у всякому разі, петрохімічну) значної частини вулканітів пасма, що об'єднуються в єдину андезит-базальтову вулканічну формацію.

Розглянуті в попередніх розділах відмінності петрогеохімічних особливостей вулканічних асоціацій західної і південно-східної частин Вигорлат-Гутинського пасма, що тяжіють до Закарпатського, Оашського і Припаннонського розломів, вочевидь, обумовлені різними геодинамічними умовами переміщення магматичних розплавів з первинних центрів у верхні горизонти земної кори. Під час руху магми уздовж зони Закарпатського глибинного розлому мало місце утворення проміжного осередку на значній глибині за участі процесів контамінації коровим матеріалом, внаслідок чого спостерігається специфічний характер зміни вапнистості порід, що зумовив відсутність рудного і характерні співвідношення темноколірних мінералів [140]. Для магматичних розплавів, що формувалися в зоні Оашського розлому, мала місце глибинна диференціація фракціонування олівіну, що привело до збіднення розплаву MgO , FeO і пов'язаними з ними домішками. Потім відбулося розкриття розколу, підйом розплаву, що відділився, і становлення проміжних камер.

Петрохімічна витриманість вулканітів Вигорлат-Гутинського пасма в межах кожної з його частин і просторова мінливість їх від однієї до іншої змушує припустити, що кожній частині відповідає свій магматичний центр і що породи кожної частини пасма генетично пов'язані між собою. Такий висновок пояснює як високу петрохімічну однорідність порід в межах кожної частини, так і відзначений факт закономірної східчастої міграції вулканізму із заходу на схід за простяганням Карпатської системи. Можна вважати, що магматичні центри, що виникали, поступово ін'єктували суміжні ділянки, викликаючи ревівацію чергового за простяганням ослабленого вузла. Більш ранній центр відживав, не даючи будь-яких пізніх диференціатів. Саме цей факт зумовлює відсутність скільки-небудь вираженої диференціації у вертикальному розрізі Вигорлат-Гутинського пасма.

Приуроченість структури Вигорлат-Гутинського пасма, яке на велику відстань трасує зону зчленування Внутрішніх і Зовнішніх Карпат, до єдиного тектоно-орогенічного циклу, значні масштаби центрів, особливості еволюції хімізму, близькість складу і властивостей вулканічних утворень свідчать про генетичну спільність і приналежність останніх до єдиної андезит–базальтової вулканічної формації [103, 134]. Активізація довгоживучих глибинних розломів і виникнення молодих розривних порушень на різних стадіях тектонічного життя Закарпатського внутрішнього прогину зумовили, разом із блоковим характером тектоніки, переміщення магмопідвідних каналів від зони Припаннонського розлому в бадені–нижньому сарматі до Закарпатського і Оашського в верхньому сарматі–панноні.

Слід відзначити, що, хоча на даний час, як для Паннонії загалом, так і для Закарпатського прогину зокрема, роль крупних розломів у формуванні і розміщенні магматичних утворень є практично загально визнаною [103, 118, 129, 196], але при цьому зазначається, що суміщення магматичних центрів з крупними, в тому числі і глибинними розломами, є частковим (рис. 5.1.1). За даними В.Г. Ніколаєва, навіть найбільш глибинні базальти важко пов'язати з глибинними розломами. Більшість вулканітів пов'язані лише з регіональними

розломами, або взагалі не пов'язані з крупними розривними порушеннями [129]. Така неоднозначність повною мірою стосується Закарпатського та Припаннонського глибинних розломів.

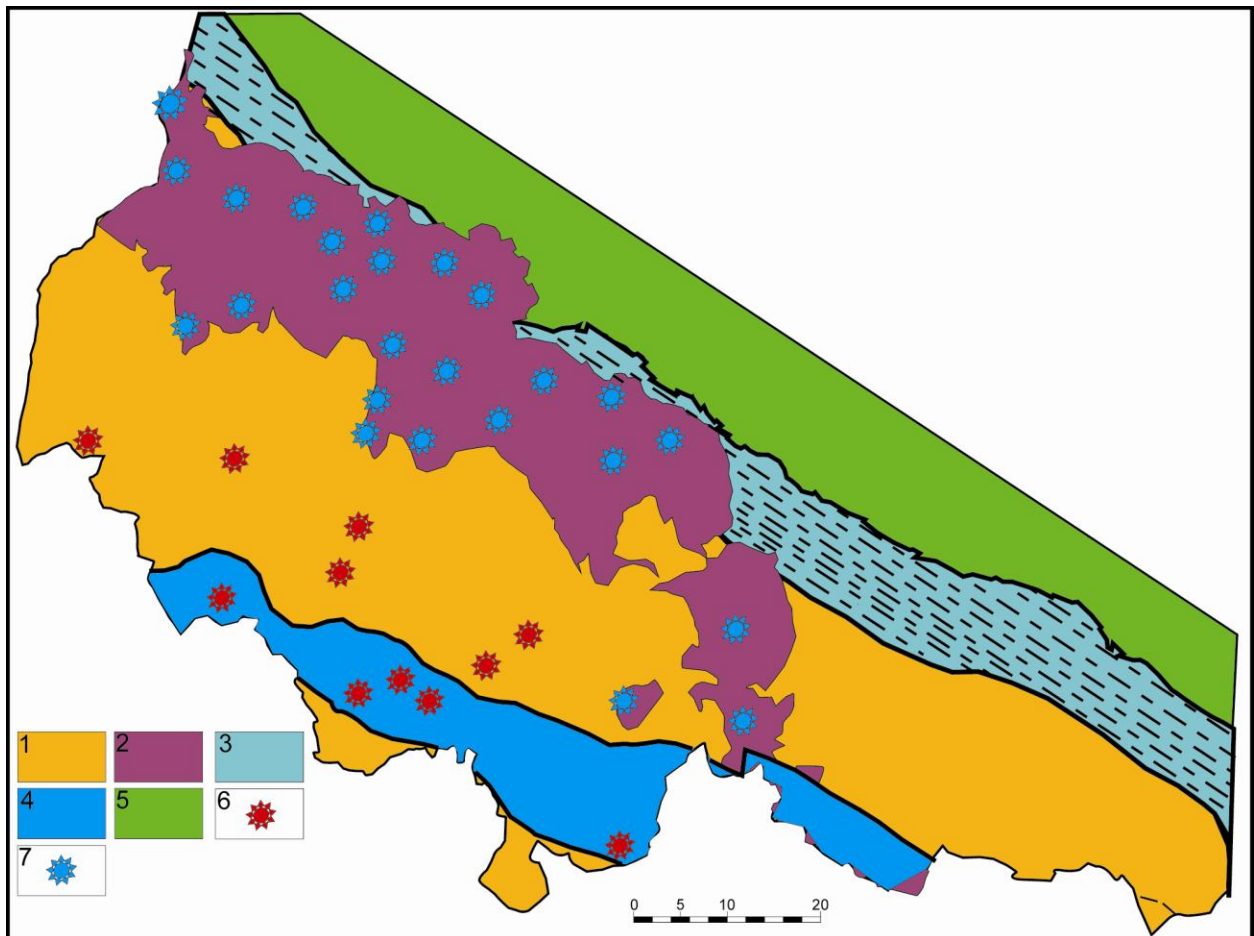


Рис. 5.1.1. Схема розташування вулканічних центрів в межах Закарпаття. Створено з використанням даних [60, 61, 108-112, 137] та власних польових досліджень. 1-Закарпатський прогин; 2-Вигорлат-Гутинське пасмо; 3-зона Закарпатського глибинного розлому; 4-зона Припаннонського глибинного розлому. 5-Зовнішні Карпати; 6-вулканічні центри, утворення яких пов'язане з роботою Припаннонського глибинного розлому, 7—вулканічні центри, пов'язані з роботою Закарпатського глибинного розлому.

Також відзначається ще одна особливість: за даними [30, 122, 215], в середині–наприкінці міоцену центри вулканізму у межах Вигорлат-Гутинського і Каліман-Харгітського хребтів зміщуються на схід, південний схід (табл.5.1.1). Наявність ігнімбритів, шлакових лав свідчить про насиченість магм флюїдами і їхнє активне виверження вздовж локальних ослаблених зон розломів, що виникають у процесі колізії. Послідовне розкриття розломів, їхнє поглиблення спричинили утворення магматичних осередків спочатку в гранітній частині континентальної кори (ріоліт–дацитова формація), потім у базальтовій

(андезит–базальтова формація), що пояснює антидромний порядок надходження магм і склад захоплених корових ксенолітів.

Таблиця. 5.1.1. Дані по датуванню вулканічних порід Закарпаття, отримані з застосуванням К-Аг та палеомагнітного методу.

	Масив	Михайлова Н.П., Глеваська А.М., Цикора В.Н. (1974)	Гасанов Ю.Л., Молякко В.Г., Остафійчук І.М., Продайвода Г.Т., Серга А.Ю., Сухорада А.В., Толстой М.І. (1976)	Pecskay Z., Seghedi I., Downes H., Prychodko M., Mackiv B. (2000)
I	Попрічний	14,8(+/-1,0)- 12,7(+/-1,0)	16,4-9,5	13,4(+/-0,6)-12,0(+/-0,6)
II	Анталівський	13,5(+/-0,9)- 10,8 (+/-0,8)	16,4-9,5	11,0(+/-0,7)- 9,5(+/-0,6)
III	Маковиця-Хотар	14,6 (+/-1,5)- 11,5(+/-0,8)		11,4 (+/-0,4)
IV	Обавський Камінь- Сіняк	12,7(+/-1,5)- 11,7(+/-1,2)	14,8-9,0	12,2(+/-0,6)-10,6(+/-0,5)
V	Дехманів	12,7(+/-0,9)- 9,5(+/-0,7)		9,1 (+/-1,3)
VI	Мартинський Камінь- Бужора	12,7(+/-0,9)- 9,5(+/-0,7)	12,8-10,0	11,0(+/-0,7)-10,7(+/-0,5)
VII	Товстий-Тупий(Шолес)	12,5(+/-0,9)- 10,1(+/-1,3)	14,8-8,8	10,6 (+/-0,5)
VIII	Оаш	12,2(+/-0,9)- 10,0(+/-1,5)	12,8-9,3	10,8(+/-0,5)- 10,2(+/-0,4)
IX	Чорна Гора	12,5(+/-0,9)- 11,3(1,6)		
X	Вишково	12,5(+/-0,9)- 10,5(+/-0,7)		
XI	Берегово	15,0(+/-1,1)- 8,0(+/-0,6)		13,8(+/-1,2)- 10,5(+/-0,5)
XII	Шаланка			12,3(+/-0,5)- 9,5(+/-0,8)
XIII	Дрисино			11,4(+/-0,5)
XIV	Косонь			12,7-11,5

Варто зазначити, що особливо інтенсивний розвиток молодих розломів зафіксований у Чоп-Мукачівській западині. Чопський ланцюг похованих вулканів в цілому паралельний Припаннонській тектонічній зоні, хоча вулканічні центри в одних випадках тяжіють до Припаннонської зони, в інших – віддалені від неї в бік прогину, у відповідності до розташування молодих розривів [118]. Вік вулканітів похованих вулканів Чопської западини, на загал, більш ранній, ніж у Вигорлат-Гутинському пасмі, лише найпізніші їхні прояви співпадають у часі. Достатньо аргументованою видається також міграція магматизму у центральній (субмеридіональній) ланці Вигорлат-Гути: за радіологічними та палеомагнітними даними вік магматитів омолоджується з півночі на південь [30, 215].

5.2. Механізм формування Вигорлат-Гутинського пасма. З огляду на правозсувні переміщення в неогені, що мали місце в межах ЗГР, контроль розташування магматичних центрів ВГП відбувався шляхом формування магноактивних структур розтягу. Формування структур розтягу відбувалося за схемою М.В. Гзовського для правостороннього зсуву за умов

транспресії (рис. 5.2.1). При цьому, обсяг розростання тріщин відриву окреслюється вулканічними центрами ВГП.

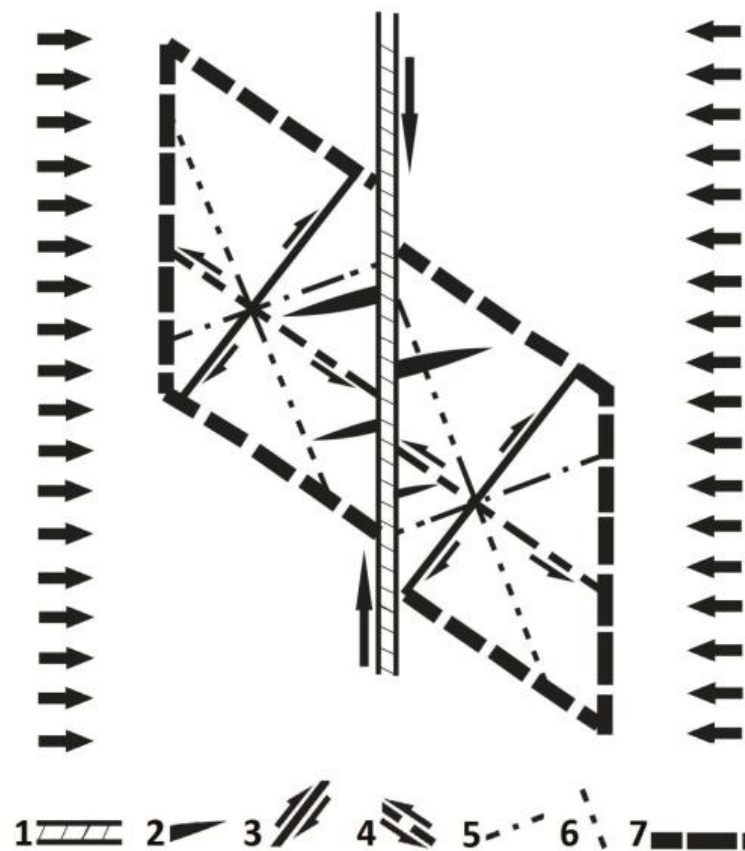


Рис. 5.2.1. Схема розташування осей напружень і тріщин в момент їхнього виникнення за умов деформації зсування при куті сколювання 45° і додатковому стисненні за М.В.Гзовським [35]. 1- шов головного розриву; 2- тріщини відриву; 3,4- спряжені тріщини сколювання; 5,6- осі напружень σ_1 та σ_3 ; 7- умовні межі розглядуваної ділянки.

Згідно даних абсолютного датування, активізація полігенних стратовулканів ВГП відбувалася не одночасно, а послідовно з північного заходу на південний схід.

З аналізу розташування вулканічних центрів ВГП випливає, що розвиток структур розтягу вздовж всієї зони правого зсуву був приблизно однаковий (рис. 5.2.2), проте винятком слугує утворення хр. Великий Шолес, що виник на межі Чоп-Мукачівської та Солотвинської западин і перетинає весь Закарпатський прогин. Датування та омолодження вулканічних центрів з півночі на південь дозволяє ідентифікувати даний хребет як продукт структури розтягу, що розвивалася за означеною схемою. Інтенсивність розвитку

структури розтягу саме в цій ділянці вимагає окремого пояснення і обумовлюється існуванням донеогенової ослабленої зони, яка нині відома під назвою Оашського розлому. Наявність ослабленої зони разом з неогеновою диференціацією коливальних рухів Чопської та Солотвинської западин дозволяють пояснити особливу потужність розвитку структури розтягу в описаних межах, що обумовило інтенсивність вулканізму та формування вулканічного хребта Великий Шолес.

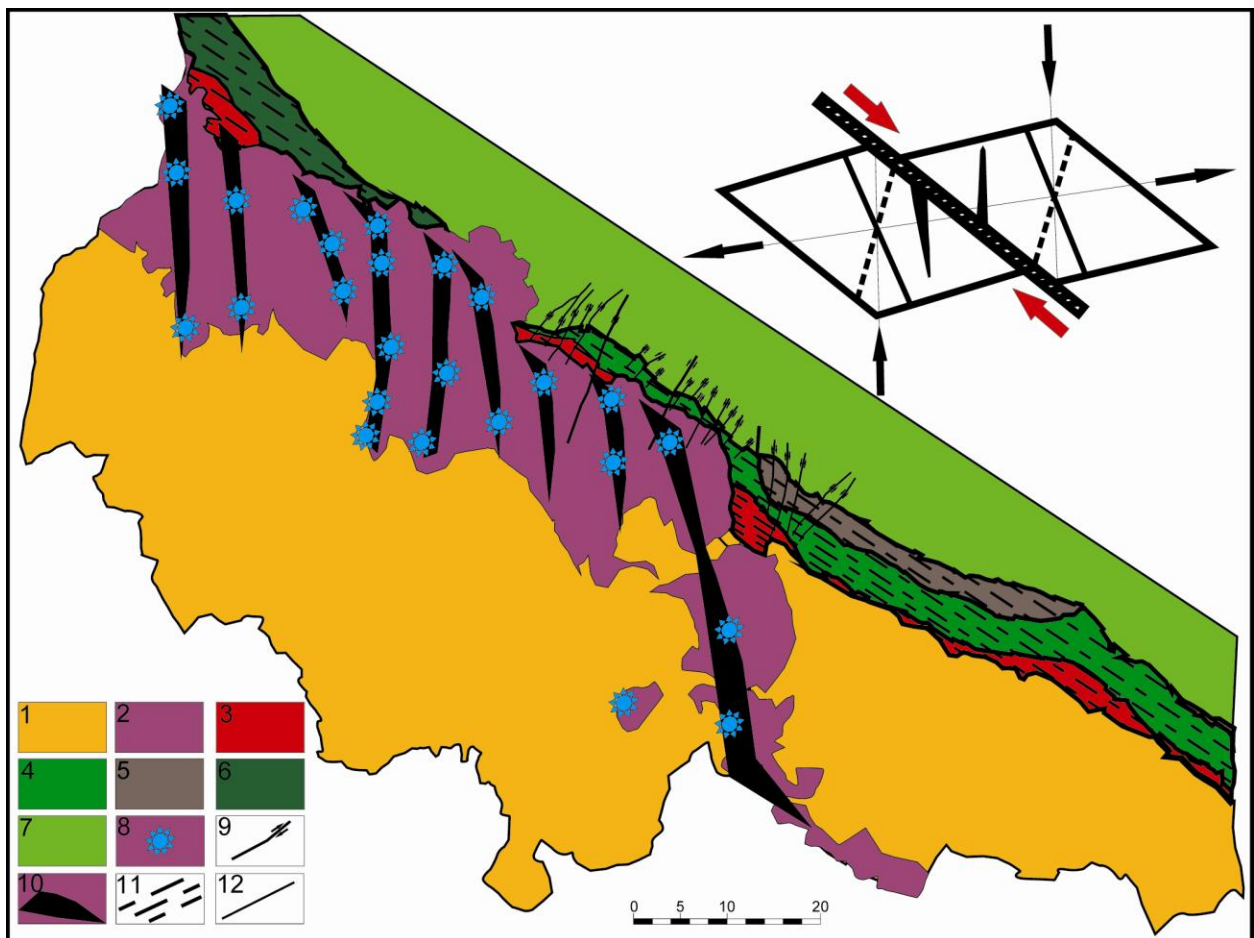


Рис. 5.2.2. Співвідношення розташування вулканічних центрів ВГП та тектонічних порушень неогенового віку зі схемою правостороннього зсуву. Створено з використанням даних [60, 61, 108-112, 137] та власних польових досліджень. 1—Закарпатський прогин, 2—Вигорлат-Гутинське пасмо, 3—Пенінська зона, 4—Монастирецька зона, 5—Вежанська зона, 6—Магурська зона, 7—Зовнішні Карпати, 8—вулканічні центри, 9—неогенові тектонічні порушення та напрямок переміщення по ним, 10—Т-структури розтягу, що прослідковуються за вулканічними центрами ВГП, 11—напрямок розлистування порід в межах шовної зони ЗГР, 12- геологічні границі.

Посилення неспівосних переміщень в межах зони ЗГР призводило до повертання як ріделівських сколів, так і структур відриву та спричиняло

розростання останніх. Розростання структур розтягу в свою чергу спричиняло нові виливи в їх межах.

Такий механізм дозволяє пояснити утворення трьох послідовних вулканічних комплексів ВГП імпульсною розрядкою напружень шляхом правозсувних переміщень в межах ЗГР, періодичним затуханням та поновленням розвитку структур розтягу і, як наслідок, періодичними виливами в межах вулканів ВГП. Міграція вулканізму з північного заходу на південний схід пояснюється утворенням структури розтягу у межах Оашського розлому, що зменшило навантаження на північно-західну частину ЗГР, а отже, і обмежило подальший розвиток структур розтягу в її межах.

Також такий механізм дозволяє пояснити не лише розташування магматичних центрів ВГП, а й існування локального розтягу, з яким зазвичай пов'язують вулканізм, за загальних умов стиснення.

5.3. Нова динамо-кінематична схема неогенового вулканізму Закарпаття та її аргументація. Структурно-парагенетичний аналіз сітки різнопорядкових розломів у межах Закарпаття та прилеглих районів разом із даними про розподіл магматичних центрів у просторі та часі дозволив В.В. Шевчуку [195] запропонувати нову динамо-кінематичну схему неогенової тектоно-магматичної активізації. Згідно з нею у зв'язку з загальним для всієї Карпатської складчасто-покривної системи субмеридіональним стисненням у межах Закарпатського прогину реалізовувалась правостороння зона сколювання, сформована в умовах структурного парагенезису правого зсуву (рис. 5.3.1).

Формування зони сколювання супроводжується утворенням синтетичних R-сколів та антитетичних R'-сколів, які орієнтуються відносно простягання зони сколювання під кутами 15° та 75° відповідно. Також відбувається утворення ешелонованих T-структур розтягу з орієнтація яких паралельна осі максимального стиснення. Як правило, не всі розриви проявляються в зоні сколювання одночасно, тобто переважний розвиток можуть мати як тріщини

сколювання, так і Т-структури розтягу. Початкові кути між цими розривами з посиленням переміщень змінюються.

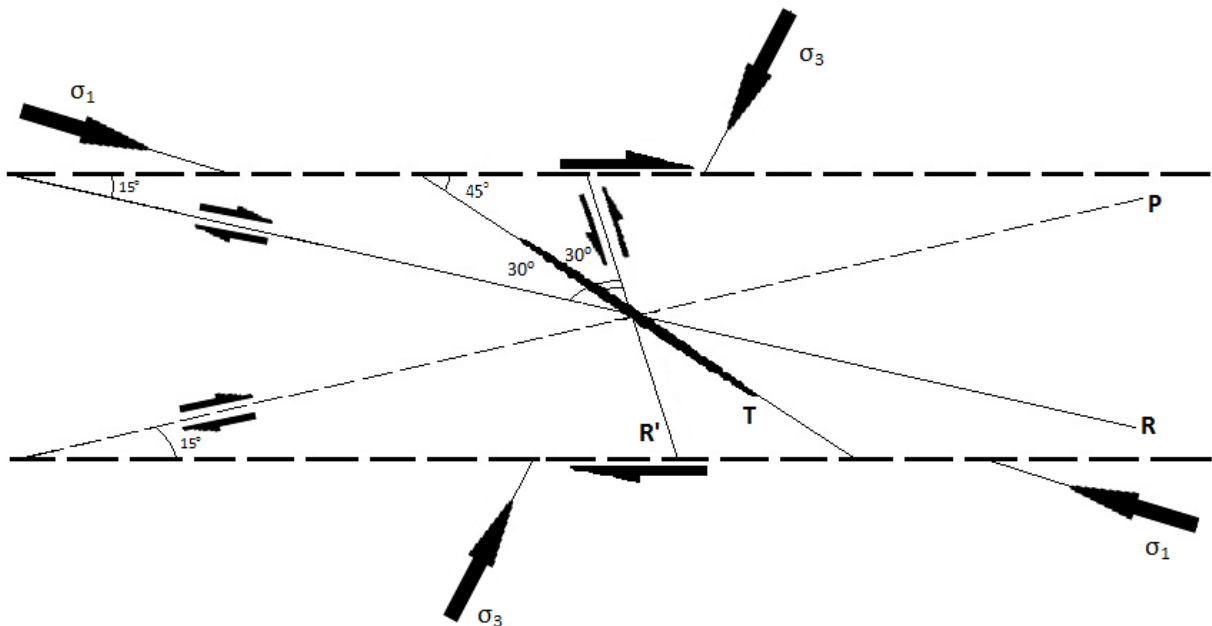


Рис. 5.3.1. Співвідношення між різнотипними ешелонованими розломами в зоні правого зсуву [244]. Переорієнтація кінематичних осей в середині зони. σ_1 -вісь максимального стиснення; σ_3 -вісь максимального розтягу; R, R'-спряжені ріделівські системи; Т-тріщини відриву; Р-система, симетрична до R.

На півночі зона сколювання обмежується прямолінійною зоною ЗГР із північно-західним простяганням та субвертикальним падінням. Південна межа менш чітка. Вона охоплює зону між Припаннонським глибинним розломом та лінією Самош (Сомеш), де зсувні переміщення ускладнювалися, вірогідно, повертанням тектонічних блоків. Означені обмеження зони сколювання з'єднані S-подібною структурою Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма. Центральна ланка Вигорлат-Гути орієнтована під кутом близько 50° до зони ЗГР. Приблизно таку ж позицію має Прешівське вулканічне пасмо.

Висока магматична активність характеризує їх як структури розтягу, що прогресували з півночі на південь. Посилення неспівосних переміщень в межах зони сколювання призводить до повороту як структур відриву з подальшим їх розростанням, так і ріделівських сколів. Ці магмоактивні структури разом з означеними фронтальними зонами сколового типу окреслюють зону простого

правого зсуву, ускладнену густою сіткою різнопорядкових та генетично різнотипних розривів (рис. 5.3.2).

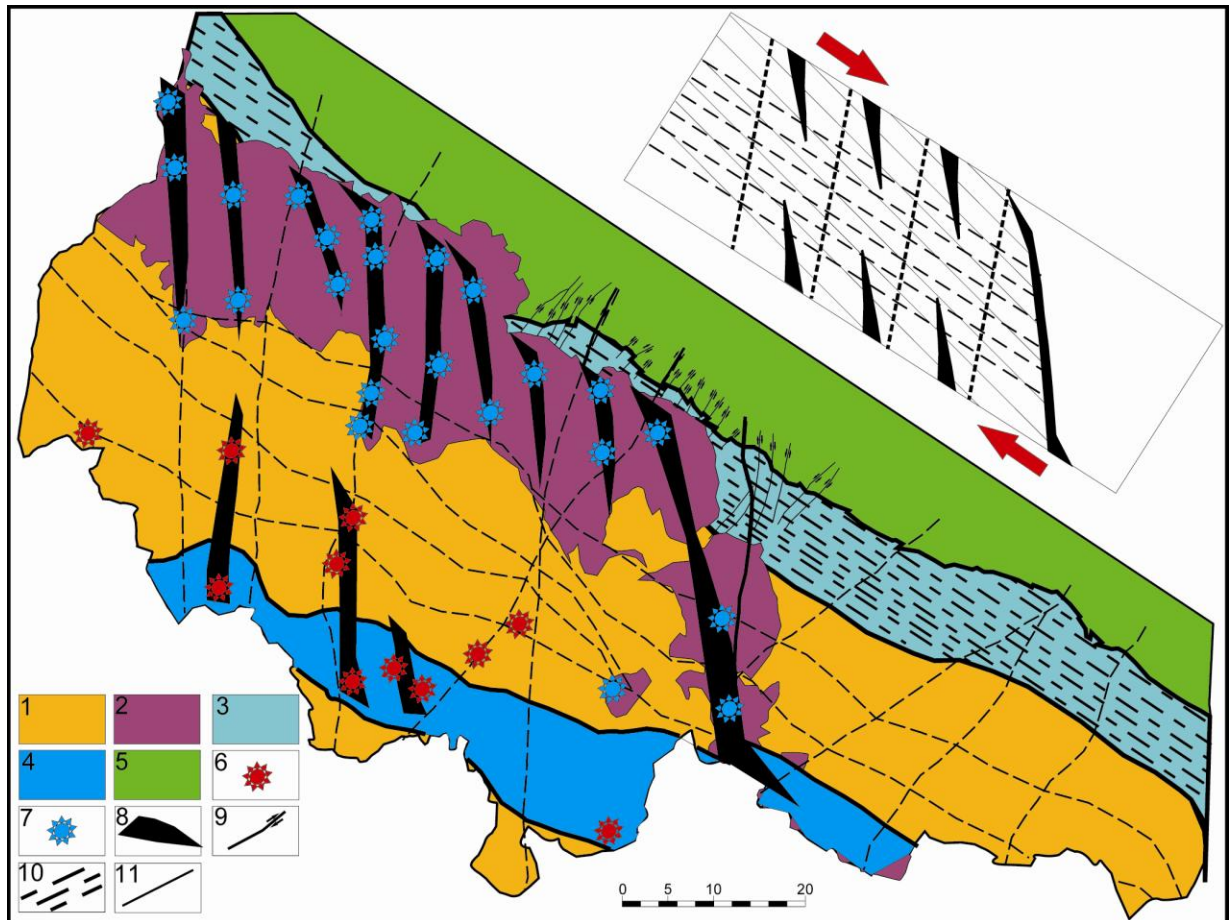


Рис. 5.3.2. Розташування основних тектонічних порушень та вулканічних центрів Закарпатського прогину та схематичне зображення правосторонньої зони сколювання. Створено з використанням даних [60, 61, 108-112, 137] та власних польових досліджень. 1—Закарпатський прогин, 2—Вигорлат-Гутинське пасмо, 3—зона Закарпатського глибинного розлому, 4—зона Припаннонського глибинного розлому, 5—Зовнішні Карпати, 6—вулканічні центри, утворення яких пов'язане з роботою Припаннонського глибинного розлому, 7—вулканічні центри, пов'язані з роботою Закарпатського глибинного розлому, 8— Т-структури розтягу, що прослідковуються за вулканічними центрами, 9—неогенові тектонічні порушення та напрямок переміщення по ним, 10—напрямок розлистування порід в межах шовної зони ЗГР, 11-геологічні границі.

Згідно класичних схем, розвиток структур розтягу в зонах сколювання має відбуватися від центральної її частини до її окраїн, однак почергова активність глибинних розломів обумовила специфіку формування структур розтягу в межах окресленої зони сколювання і призвела до їх розвитку від окраїн зони сколювання до її центральних частин. Особливо інтенсивний

розвиток структури розтягу, що призвела до утворення субмеридіональної ланки ВГП пояснюється донеогеновим існуванням ослабленої зони на межі Чоп-Мучачівської та Солотвинської западин у вигляді Оашського розлому.

Логічним видається припущення про те, що структури розтягу не лише контролювали просторове розташування вулканічних центрів, але й могли бути причиною різкої декомпресії на різних, у тому числі достатньо великих глибинах для виникнення осередків плавлення різного за складом субстрату (нижня і верхня кора). Іншими словами, зона сколювання могла бути однією з причин вулканізму Закарпаття.

Наведені ознаки правозсувних переміщень в межах ЗГР слугують на користь такої схеми. Для повної аргументації схеми перспективними є подальші дослідження в межах зони Припаннонського глибинного розлому.

ВИСНОВКИ

В дисертації наведено теоретичне узагальнення і нове вирішення наукової задачі, що полягає в конкретизації динамо-кінематичних умов формування та загального зв'язку неогенового магматизму Закарпаття із системою Закарпатського глибинного розлому. Було встановлено, що формування неогенового магматизму Закарпаття в системі Закарпатського глибинного розлому було обумовлене правосторонніми зсувними переміщеннями в межах останнього. Вирішення даної задачі має значення для досліджень мезокайнозойської історії Панкардії та Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма. Також результати вивчення неогенового магматизму в системі Закарпатського глибинного розлому можуть бути використані в прогнозуванні розвитку рудно-магматичних систем Закарпаття та при пошуках корисних копалин.

Внаслідок проведених досліджень отримано такі наукові результати:

1. Протягом досліджень дисертантом було виділено систему спряжених розривних структур різновікових парагенезисів в межах середнього та східного сегментів Закарпатського глибинного розлому. До вказаної системи включено струменеві тектонічні порушення шовної зони Закарпатського глибинного розлому та тектонічні порушення зсувного характеру, що перетинають Внутрішні Карпати та прилеглі покриви Зовнішніх Карпат. Про до-, син- та поствулканічний час утворення свідчать співвідношення виділеної системи розривних структур з вулканами Вигорлат-Гутинського пасма, а також вік дислокованих порід. На основі тектонічних моделей мезокайнозойського розвитку Панкардії, що були побудовані попередніми дослідниками, дисертантом було виокремлено чотири стадії розвитку Закарпатського глибинного розлому: дивергентну, субдукційно-обдукційну, ранньоколізійну (насувну) та пізньоколізійну (насувно-зсувну). Було відмічено дещо різний розвиток середнього та східного сегментів Закарпатського глибинного розлому на пізньоколізійній стадії його розвитку, про що свідчать наявність та, відповідно, відсутність неогенового вулканізму в їх межах.

2. Дисертантом аргументовано виникнення правосторонніх зсувних переміщень на пізньоколізійній стадії розвитку Закарпатського глибинного розлому за умов збереження загального для всієї Карпатської складчасто-покровної системи стиснення північно-східного напрямку. Існування зсувних переміщень аргументовано наявністю складок із субвертикальними шарнірами та зони сколювання із субвертикальною орієнтацією кліважу і розлистування порід в межах шовної зони розлому. На правосторонній напрямок вказує орієнтація ешелонованих тектонічних порушень другого порядку, що перетинають Внутрішні та прилеглі покриви Зовнішніх Карпат. Вік зсувних переміщень аргументовано віком дислокованих відкладів: зім'яті в складки з субвертикальними шарнірами та порушені розломами другого порядку відклади мають палеогеновий вік. Про різну інтенсивність зсувних переміщень в середньому та східному сегменті ЗГР свідчить різний ступінь тектонізації відкладів шовної зони у відповідних сегментах.

Також правозсувний характер переміщень підтверджено проведеними дисертантом тектонофізичними реконструкціями молодих полів напружень в центральному сегменті Закарпатського глибинного розлому. Реконструкції дозволили визначити динамо-кінематичні умови пізньо- та постмагматичного тріщиноутворення в межах попередньо утвореної зони сколювання. Було встановлено послідовність виникнення локальних полів напружень, характерними ознаками яких є близька до горизонтальної орієнтація осей стиснення (σ_1) і розтягу (σ_3), що є ознакою зсувних переміщень. Було визначено, що динамо-кінематичні умови формування молодих тріщин сколювання та відриву вказують на правозсувні переміщення в межах шовної зони Закарпатського глибинного розлому, які можуть бути успадкованими від неогенових переміщень того ж напрямку.

3. Дисертантом аргументовано механізм контролю розташування вулканічних центрів Вигорлат-Гутинського пасма, який пояснює суттєве відхилення їх положення від Закарпатського глибинного розлому та інших тектонічних порушень нижчого рангу. Згідно проведених досліджень,

розташування вулканічних центрів Вигорлат-Гутинського пасма контролювалося структурами розтягу, які виникали під час правозсувних переміщень в межах Закарпатського глибинного розлому. Зниження інтенсивності правосторонніх переміщень спричиняло припинення виливів, а зростання, відповідно, ініціювало подальший розвиток структур розтягу і, як наслідок, поновлення виливів в межах попередньо- та новоутворених вулканічних центрів. Розташування окреслених структур розтягу трасується вулканічними центрами Вигорлат-Гутинського пасма. Особливу інтенсивність розвитку структури розтягу на межі Чоп-Мукачівської та Солотвинської западин пояснено існуванням між ними ослабленої зони донеогенового закладення, яка зараз існує у вигляді Оашського розлому.

4. Результати проведених досліджень слугують додатковою аргументацією для динамо-кінематичної схеми неогенової тектоно-магматичної активізації Закарпаття, що була запропонована В.В. Шевчуком. Згідно схеми, в неогені у межах Закарпатського прогину реалізувалася правостороння зона сколювання, яка формувалася в умовах структурного парагенезису правого зсуву. На північному сході зона обмежується Закарпатським глибинним розломом, а південно-західною межею є Припаннонський розлом. За даною схемою, неогеновий вулканізм Закарпаття загалом був обумовлений структурами розтягу, що утворилися під час формування зони сколювання шляхом почергової активності бортових розломів. Оскільки північно-східною межею окресленої зони сколювання є Закарпатський глибинний розлом, то встановлення правосторонніх переміщень в межах останнього слугує на користь аргументації даної схеми.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Абрамович И.И. О марганец-железном отношении в магматических горных породах/ И.И. Абрамович, Е.В. Высокоостровская, Э.Ф. Дорофеев// Геохимия. — 1963. — №11. — С. 996—1001.
2. Абрамович И.И. Титан-железное отношение в породах гетерогенных магм/И.И. Абрамович, Е.В. Высокоостровская// Геохимия.— 1964.— №7.— С. 641—651.
3. Андреева-Григорович А., Стратиграфія неогенових відкладів Закарпатського прогину/ А. Андреева-Григорович, Л. Пономарьова, М. Приходько, В. Семененко// Геологія і геохімія горючих копалин.— 2009.— №2(147).—С. 58—68.
4. Астахов К.П. Альпийская геодинамика Украинских Карпат: автореф. дисс. на соиск. научн. степ. канд. геол.-минерал. наук: спец. 04.00.04 «Геотектоника»/ К.П. Астахов. — Моск. гос. ун-т им. М.В. Ломоносова. — 1989. — 18 с.
5. Бала З. Проблема неогеновых вулканитов и их значение для геодинамических реконструкций в Карпатском регионе/ З. Бала// Геотектоника.— 1981.— №3.— С. 79—93.
6. Беэр М.А. Тектонический покров г.Петрос(Восточные Капаты)/ М.А. Беэр, С.Л. Бызова, М.Г. Ломизе// Геотектоника.— 1965.— №4.— С. 84—91.
7. Бобровник Д.П. Пепловый туф из окрестностей с.Буневичи, Дрогобычской области/ Д.П. Бобровник// Докл. АН СССР.— 1950.— 72, №5.— С. 31—34.
8. Богданов А.А. Основные черты тектоники Восточных Карпат/ А.А. Богданов// Сов.геология.— 1949.— №40.— С. 9—22.
9. Богданов А.А. Краткий обзор тектоники и истории развития Западных Карпат/ А.А. Богданов, М.В. Муратов, В.Е. Хаин// Изв. ВУЗов. "Геология и разведка".— 1958.— №1.—С. 16—32.

10. Бубняк И.Н., Напряженно-деформированное состояние юго-восточной части Скибового и Бориславско-Покутского покровов Украинских Карпат/ И.Н. Бубняк, Ю.М. Вихоть, М.В. Накапелюх// Геодинамика и тектонофизика.—2013.—Вып.4(3).—С.313—326.
11. Буров В.С. О тектонических условиях накопления сарматских и паннонских отложений Закарпатья/ В.С. Буров// В сб.: Геологический сборник Львов. геол. о-ва.— 1958.— №5—6.
12. Буров В.С. Верхнеплиоценовые отложения Советского Закарпатья/ В.С. Буров, В.Г. Шеремета// Изв. ВУЗ "Геология и разведка".— 1959.—№7.
13. Буров В.С. Деякі питання будови і розвитку Карпатської системи/ В.С. Буров, В.В. Глушко// Геол. журн.— 1976.— Вип. 6.— С. 30–36.
14. Буртман В.С. О структурном положении гнейсов Мармарошского массива в Чивчинских горах (Восточные Карпаты)/ В.С. Буртман, С.Г. Рудаков// Доклады АН СССР.— 1979.— Т.245.— С. 1184—1188.
15. Валейшо В.О. Отчет о поисково-разведочных работах на Квасовском месторождении углекислых мышьяковистых минеральных вод (Закарпатская область)/ В.О. Валейшо// К.: ЗГРЭ.—1960.—125с.
16. Ващенко В.А. Отчет о групповой съемке масштаба 1:50000 территории листов М-35-133-А,Б; М-35-134-А,Б,В Ивано-Франковской и Закарпатской областей УССР за 1981—1985 гг/ В.А. Ващенко, В.Е. Агеев, В.Е. Шлапинский// Л.:ЛГРЭ.— 1985.— 386с.
17. Ващенко В.О. Державна геологічна карта України масштабу 1:200000. Карпатська серія М-35-XXXII(Чернівці), L-35-II (Кимпулунг-Молдовенеск). Пояснювальна записка/ В.О. Ващенко, Г.Л. Эвтушко, А.Й. Британ//К.— 2003.—88с.
18. Венглинский И.В. Фораминиферы и биостратиграфия миоценовых отложений Закарпатского прогиба/ И.В. Венглинский// К.:Наукова думка.—1975.— 182с.

19. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры/ А.П. Виноградов// Геохимия.— 1962.— №7.— С. 555—571.
20. Волошин А.А. Отчет о результатах геолого-съемочных и геофизических работ масштаба 1:50000 на площади листов М-34-144-А, М-34-144-В/ А.А. Волошин, Л.И. Кондратьев// Берегово.— 1973.— ЗГРЭ.— 367с.
21. Волошин А.А. Отчет о результатах доизучения геологического строения в масштабе 1:50000 территории листов М-34-144-В,Г; L-34-12-Б, выполненного Тячевской ГСП и Закарпатской геофизической партией в 1974—1976 гг/ А.А. Волошин, В.О. Щербанюк// К.:ЗГРЭ.— 1976.— 187с.
22. Вопросы геологии Карпат/Отв.ред. О.С. Вялов, В.В. Глушко.— Львов:Изд-во Львов.ун-та.— 1967.— 215с.
23. Вульчин Е.И. О новых находках и основных чертах пирокластических образований в меловых и третичных отложениях Восточных Карпат/ Е.И. Вульчин, Я.О. Кульчицкий// Тр. УкрНИГРИ. Вып.1.— М.:Гостоптехиздат, 1959.—С. 97—104.
24. Вялов О.С. Основные проблемы тектоники Карпат/ О.С. Вялов// Геология и геохимия нефтяных и газовых месторождений.— Киев:Наук.думка, 1965.—215с.
25. Вялов О.С. Стратотипы меловых и палео-геновых отложений Украинских Карпат/ О.С. Вялов, С.П. Гавура, В.В. Даныш// К. Наукова думка.—1988.—115с.
26. Вялов О.С., Туфовый горизонт в менилитовой серии Восточных Карпат/ О.С. Вялов, Н.Р. Ладыженский, Л.Г. Ткачук// Докл. АН СССР.— 1951.— 79, №1.— С. 137—140.
27. Вялов О.С. История геологического развития Украинских Карпат/ О.С. Вялов, С.П. Гавура, В.В. Даныш// Киев:Наук. думка.— 1981.— 180с.

28. Вялов О.С. Основные проблемы геологии Советских Карпат. В кн. Материалы XI конгр. Карпато-Балк. геол. ассоц./ О.С. Вялов// К.:Наукова думка.— 1980.— С. 5—25
29. Геодинамика Карпат/ С.С. Круглов, С.Е. Смирнов, С.М. Спитковская и др.// К.:Наук. думка, 1985.— 136с.
30. Геохимия, петрофизика и вопросы генезиса новейших вулканитов Советских Карпат // Ю.Л. Гасанов, В.Г. Молявко, И.М. Остафийчук, и др.; под. ред. М.И. Толстого/ К.:Вища школа, 1976.— 187с.
31. Гермак И.Ф. Отчет о комплексных геологических исследованиях масштаба 1:50000, проведенных на площади Манява (Лист М-35-121-А,В,Г; М-35-122-В) Ивано-Франковской и Закарпатской областей УССР в 1966—1970 гг/ И.Ф. Гермак, Р.И. Коханович, Б.Т. Полонский// Л.: ЛГРЭ.— 1971.— 240с.
32. Гинтов О.Б. Полевая геотектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины/ О.Б. Гинтов// К.: Феникс, 2005.— 572с.
33. Гинтов О.Б. Эволюция напряженно-деформированного состояния и динамика Скибового покрова Украинских Карпат/ О.Б. Гинтов, И.Н. Бубняк, Ю.М. Вихоть, А.В. Муровская, М.В. Накапелюх// Геофизический журнал.— 2011.— Т.33. № 5.— С.17—34.
34. Гинтов О.Б. Тектонофизический и палинспатический разрезы Украинских Карпат вдоль геотраверса DOBRE-3(PANCAKE)/ О.Б. Гинтов, И.Н. Бубняк, Ю.М. Вихоть, А.В. Муровская, М.В. Накапелюх, В.Е. Шлапинский// Геофизический журнал.— 2014.— Т.36.№5.— С.3—28.
35. Гзовский М.В. Основы тектонофизики/ М.В. Гзовский// М.:Наука.—1975.—536с.
36. Говорка Д. Ультраосновные включения в верхнекайнозойских базанитах Южной Словакии (Западные Карпаты)/ Д. Говорка, Р. Фейдлин// Материалы XI конгр. КГБА:Минералогия и геохимия.—К.:Наук.думка, 1980.— С.150 — 155.

37. Геолого-петрографічна характеристика вулканічного комплексу хребта Оаш/ Л.Г. Данилович// К.:Наук.думка,1963.—93с.
38. Геологические формации нефтегазоносных провинций Украины/ Г.Н. Доленко, Л.Т. Бойчевская, Н.И. Галабуда// К.:Наук. думка, 1984.— 232с.
39. Глеваська А.М. Магніостратиграфія, геохронологія та деякі особливості неогенового магматизму Українських Карпат/ А.М. Глеваська// Геологічна наука та освіта в Україні на межі тисячоліть: стан, проблеми, перспективи: Мат-ли наук. конф. до 55-річчя геол. ф-ту ЛНУ ім. І. Франка. — Львів: ЛНУ, 2000. — С. 14.
40. Глубинное строение, развитие и нефтегазоносность Украинских Карпат/ Г.Н. Доленко, Л.Т. Бойчевская, Л.Г. Данилович// К.:Наук.думка, 1980.— 148с.
41. Гнилко О.М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Частина 1. Основні елементи Карпатської споруди/ О.М. Гнилко// Геодинаміка.— 2011. — №1 (10).— С.47—57.
42. Гнилко О.М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Частина 2. Флішові Карпати—давня акреційна призма/ О.М. Гнилко// Геодинаміка.— 2012.— №1 (12).— С.67—78.
43. Гончарук А.Ф. Эндогенное оруденение андезибазальтовой формации Закарпатья /А.Ф. Гончарук// К.: Наук. думка, 1982. — 166с.
44. Гончарук А.Ф. Закономерности образования и некоторые вопросы рудоносности андезито – базальтовой формации Закарпатья: автореф. дисс. на соиск. научн. степ. канд. геол.-минерал. наук: спец. 04.00.11. — Киев: АН УССР, Ин-т геох. и физ. мин.— 1974.— 28с.
45. Гофштейн И.Д. Неотектоника Карпат/ И.Д. Гофштейн// К.: Изд-во АН УССР.— 1964.— 183с.
46. Грачев А.Ф., Добржинская Л.Ф. Структурная анизотропия мантийных ксенолитов из неогеновых вулканитов Центральной Европы и ее значение для интерпретации азимутальной сейсмической анизотропии

литосферы/ А.Ф. Грачев, Л.Ф. Добржинская// Глубинные ксенолиты и строение литосферы.— М.:Наука, 1987.— С. 178 — 193.

47. Грин Т.Х., Кристаллизация базальтов и андезитов в водных условиях при высоком давлении/Т.Х. Грин, А.Э. Рингвуд// Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований.— Л.:Недра, 1970.— С. 240—249.

48. Грин Т.Х. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда/ Т.Х. Грин, А.Э. Рингвуд// Петрология верхней мантии: сб. научн. тр.— М.: Мир, 1968.— С. 118–131.

49. Григорович А.С. Схема стратиграфії неогенових відкладів західного(центрального) Паратетису в межах України/ А.С. Андреева-Григорович, С.Є. Смирнов// Палеонтологічний збірник.— 1996.— №31.— С. 8—77.

50. Данилович Л.Г. Магматизм Карпат и вопросы геодинамики/ Л.Г. Данилович// Геология и геохимия горючих ископаемых.— 1975.— №2.— С. 3—13.

51. Данилович Л.Г. До питання про зміну складу фемічних мінералів в лавах хр.Аваш (Закарпаття)/ Л.Г. Данилович// Доп. АН УССР.— 1960.— №12.— С. 1623—1626.

52. Данилович Л.Г. Геолого-петрографическая характеристика вулканического комплекса хр.Аваш (Закарпатье). Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук.— Львов.— 1961.— 16с.

53. Данилович Л.Г. Кислый вулканизм Карпат/ Л.Г. Данилович// К.:Наук. думка.— 1976.— 147с.

54. Данилович Л.Г. Магматизм и тектоника Карпат// Геотектоника.— 1972.— №3.— С. 57—69.

55. Данилович Л.Г. О некоторых элементах глобальной тектоники в эволюции Карпатской геосинклинали/ Л.Г. Данилович// Геология и геохимия горюч. ископаемых.— 1974.—Вып.40— С.3—10.

56. Данилович Л.Г. О некоторых элементах глобальной тектоники в эволюции Карпатской геосинклинали/ Л.Г. Данилович// Геология и геохимия горючих ископаемых.— 1974.— Вып. 41.— С. 19—26.
57. Данилович Л.Г. Офиолитовые и островодужные комплексы Украинских Карпат/ Л.Г. Данилович// Геология Совет. Карпат: Сб. науч. тр.— Киев: Наук. думка, 1984.— С. 69—76.
58. Данилович Л.Г. О положении зон субдукции в Украинских Карпатах/ Л.Г. Данилович// Геология и геохимия горюч. ископаемых.— 1976.— Вып.47— С. 53—58.
59. Данилович Л.Г. Фрагменты океанической коры в структуре Карпат/ Л.Г. Данилович// Геол.журн.— 1981.— 41,№4.— С.93—106.
60. Державна геологічна карта України масштабу 1:200000. Карпатська серія. Геологічна карта дочетвертинних утворень/ Б.В. Мацьків, Ю.В. Ковальов, Б.Д. Пукач// К.:Мін. екол. і прир. ресурс. України, Держ. підпр. «Західукргеологія», 2003. — 2 листи.
61. Державна геологічна карта України. Карпатська серія. Геологічна карта дочетвертинних утворень 1 : 200 000 ; арк. М-35-XXXI (Надвірна), L-35-I (Вішеу-Де-Сус)/ Б.В. Мацьків, Б.Д. Пукач, О.М. Гнилко// К.: УкрДГРІ, 2009.— 1 л.
62. Дитрих Ф. Эволюция Восточных Альп: рабочая гипотеза, основанная на тектонике плит/ Ф. Дитрих// Геотектоника.—1977.— №6.— С.61—68.
63. Добржинецкая Л.Ф. Пластические деформации оливина (обзор экспериментальных данных и микроструктурный анализ)/ Л.Ф. Добржинецкая// Глубинные ксенолиты и строение литосферы.— М.: Наука, 1987.— С. 194—211.
64. Золотарев Б.П. Состав и геохимические особенности калиевой щелочной разновидности трахиандезит-базальтов/ Б.П. Золотарев, М.Н. Ильинская, В.Г. Кориневский// Изв.АН СССР. Сер.геол.— 1975.— №1.— С. 136—149.

65. Калюжный В.А. К минералогии основных эффузивов Тячевского района/ В.А. Калюжный// Минералогич. сб. Львов. геол. о-ва.— 1950.— №4.— С. 207—224.
66. Кардаш В.Т. Отчет о полистной геологической съемке листа L-35-3-А масштаба 1:50000 и геологическом доизучении территории листов L-35-2-А,Б,Г и L-35-3-В масштаба 1:50000 за 1975—1978 гг/ В.Т. Кардаш, Ю.В. Журавский// Л.: ЛГРЭ.—1978.—216с.
67. Комплексная геофизическая модель литосферы Восточных Карпат/ В.Б. Бурьянов, В.В. Гордиенко, С.Н. Кулик// Геофиз.сб.—1978.— Вып.83.— С.3—16.
68. Кореневский С.М. Миоценовые вулканические туфы Предкарпатья/ С.М. Кореневский// Тр.Всесоюз. н.-и. ин-та галургии.— 1954.— Вып.29.— С.176—196.
69. Короновский Н.В. Строение и история формирования вулкана Синяк/ Н. В. Короновский, И. А. Солодкова// Тр. лабор. вулканологии.— Алма-Ата, 1964. — С. 89—91.
70. Короновский Н.В. Геологическое строение и история формирования средней части Выгорлат-Гутинской гряды/ Н. В. Короновский// Мат-лы VII конгр. КБГА.— К.: Наук. думка, 1967.— С. 23—34.
71. Костюк В.П. До питання про вік габроїдних порід Закарпаття/ В.П. Костюк// Доп. АН УССР.— 1959.— №11.— С. 1258—1261.
72. Костюк В.П. К вопросу о миоценовом (допаннонском) вулканизме Закарпатья/ В.П. Костюк// Изв. АН СССР. Сер.геол.— 1959.— №1.—С. 63—80.
73. Костюк В.П. Геолого-петрографічний нарис магматизму Карпат/ В.П. Костюк// К.: АН УРСР, 1961.— 158с.
74. Короновский Н.В. Строение свиты рухс-дзуар и позднеплиоценовый вулканизм Казбекской области Кавказа/ Н.В. Короновский, Л.И. Демина// Бюлл. Москов. об-ва испытат. прир. Отд. Геол.— 1994.— Т. 69, Вып. 5.— С. 26—33.

75. Кришнан М.С. Геология Индии и Бирмы/ М.С. Кришнан// М.— Л., Изд-во иностр. лит., 1954.—424с.
76. Круглов С.С. Новые данные о меловом вулканизме Восточных Карпат/ С.С. Круглов// Докл. АН СССР.— 1961.— 140, №1.— С.193—196.
77. Круглов С.С. Основные черты строения и альпийского развития Украинских Карпат: автореф. дисс. на соиск. научн. степ. д-ра геол.-минерал. наук/ С.С. Круглов// Москва, 1987.— 40с.
78. Круглов С.С. О природе мелких дислокаций в некоторых юрских утесах Восточных Карпат/ С.С. Круглов// Доклады Академии Наук СССР. М.— 1960.— т. 135. геол.— N.5— 17—23с.
79. Кудрин Л.Н. О габбровых породах Раховского массива/ Л.Н. Кудрин, В.А. Калюжный// Докл. АН СССР.— 1954.— 94, №6.— С.1153—1155.
80. Кузовенко В.В. Изучение геолого-геофизических материалов по Скибовой и Кросненской зонам Складчатых Карпат с целью выявления перспективных на нефть и газ объектов за период 1985—1987 гг. Отчет по теме/ В.В. Кузовенко, В.В. Глушко, Л.П. Мышкин// Л.:ЛГРЭ, 1987.—211с.
81. Кутас Р.И. Тепловой поток и геотермические модели земной коры Украинских Карпат/ Р.И. Кутас// Геофизический журнал.— 2014.— Т. 36, № 6.— С. 3—27.
82. Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов/ В.А. Кутолин// Новосибирск: Наука, 1972.— 208с.
83. Лазаренко Е.К., Минералогия Закарпатья/ Е.К. Лазаренко, Э.А. Лазаренко, Э.К. Барышников, О.А. Малыгина// Изд-во Львов. ун-та.— 1963.— 614с.
84. Лазаренко Э.А. Металлогения Закарпатья/ Лазаренко Э.А., Гнилко М.Н., Зайцева В.Н// Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1968.— 172с.
85. Лазаренко Е.К. Металлогения Украинских Карпат.— В сб.: Проблемы металлогении Украины/ Е.К. Лазаренко, Э.А. Лазаренко// Киев, "Наукова думка".—1964.— 119с.

86. Лазько Е.М. О тектонической природе зоны Карпатских Утесов/ Е.М. Лазько, Д.П. Резвой// Вестник ЛДУ, сер.геол.—1962.— №1.— С. 60—65.
87. Лозиняк П.Ю. Про стратиграфію тріасових утворень фундаменту Закарпатського неогенового прогину/ П.Ю. Лозиняк, В.М. Зайцева, Б.В. Пеньковська, М.Й. Петрашкевич// Палеонтологічний збірник.—1993.— №29.— С.56—60.
88. Лозиняк П.Ю. Нові дані про юрські відклади фундаменту Закарпатського прогину/ П.Ю. Лозиняк, М.Й. Петрашкевич// Палеонтологічний збірник.— 1993.— №29.— С. 61—65.
89. Ломизе М.Г. О вулканизме в геосинклинали Флишевых Карпат/ М.Г. Ломизе// Докл. АН СССР.— 1966.— 170,№1.— С.160—165.
90. Ломизе М.Г. Позднеюрский вулканизм Восточных Карпат/ М.Г. Ломизе// Вестн. Мос. ун-та. Геология.— 1968.— №6.— С.42—58.
91. Ломизе М.Г. К вопросу о Карпатских офиолитах/ М.Г. Ломизе// Докл. АН СССР.— 1976.— 230, №6.— С.1410—1413.
92. Ломизе М.Г. К петрографии гипербазитовой формации Восточных Карпат/ М.Г. Ломизе, В.В. Плошко// Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1969.— №5.— С. 40—54.
93. Ломизе М.Г. Новые находки серпентинитов в Советских Карпатах/ М.Г. Ломизе, В.В. Плошко// Сов. геология.— 1969.— №7.— С. 139—145.
94. Ломизе М.Г. О гипербазитах главного Мармарошского разлома (Восточные Карпаты)/ М.Г. Ломизе, В.В. Плошко// Геотектоника.— 1969.— №2. — С. 91—106.
95. Лыскова Е.Л. Скоростное строение верхней мантии в области зоны Вранча по данным шумовой поверхностно-волновой томографии/ Лыскова Е.Л., Т.Б. Яновская //Вопросы геофизики.— 2013.— Выпуск 46.— С. 3—11.

96. Ляшкевич З.М. Альпийский магматизм Украинских Карпат, его эволюция и геодинамика/ З.М. Ляшкевич, О.М. Яцожинский// Геофиз. журн.— 2005.—№6.— С. 1005—1011.
97. Ляшкевич З.М. Еволюція та генезис кайнозойського вулканізму Панкардії/ З.М. Ляшкевич// Континентальний неовулканізм Альпійської складчастої зони Східної Європи: мат-ли міжнар. наук.-практ. конф. (м. Київ, 4–5 березня 2013 р.).— К.: Принт-Сервіс, 2013.— С. 22—26.
98. Ляшкевич З.М. Кайнозойский вулканизм Украинских Карпат и его значение для геодинамических реконструкцій/З.М. Ляшкевич, О.М. Яцожинский// Геофиз. журн.— 2004.— Т. 26, №1.— С. 87—95.
99. Ляшкевич З.М. Роль академіка В. Соболева у вивченні петрології Карпат і сучасні уявлення про магматизм цього регіону/З.М. Ляшкевич// Мінералог. збірник.— 2008.— Вип. 1—2, №58.— С. 25—34.
100. Ляшкевич З.М. Альпийский магматизм Украинских Карпат, его эволюция и геодинамика/ З.М. Ляшкевич, О. Яцожинский// Геофизический журнал.— 2005.— №6.— С. 1005—1011.
101. Малеев Е.Ф. Петрохимические особенности неогенового и четвертичного вулканизма Закарпатья/ Е.Ф. Малеев// Петрохим. особенности молодого вулканизма.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— С. 247—259.
102. Малеев Е.Ф. Главнейшие этапы развития неогенового вулканизма в Советских Карпатах и связанная с ним металлогения/ Е.Ф. Малеев// Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы.— М.:Изд-во АН СССР, 1960.— С.162—166.
103. Малеев Е.Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья/ Е.Ф. Малеев// М.: Наука, 1964.—250с.
104. Малеев Е.Ф. Новые данные о фазах вулканизма в Советских Карпатах/ Е.Ф. Малеев// Докл. АН СССР.— 1960.— 133, №5.— С.1165—1168.
105. Малеев Е.Ф. Основные черты геологического строения Выгорлат-Гутинской гряды/ Е.Ф. Малеев// Материалы КБГА.— Киев:Изд-во АН УССР, 1960.— №1— С.185—187.

106. Малеев Е.Ф. Основные черты геологического строения Выгорлат-Гутинской гряды/ Е.Ф. Малеев// Мат-лы IV конгресса КБГА.— 1960.— С.33—38.

107. Малеев Е.Ф. О приуроченности оруденения к вулканическим образованиям в Закарпатье/ Е.Ф. Малеев// ДАН СССР.—1962.— т.142, №1.— С. 39—45.

108. Мацьків Б.В. Пояснювальна записка до державної геокарти України масштабу 1:200000(аркуші Хуст, Бая-Маре, Надвірна, Вішеу-Де-Сус). Карпатська серія/ Б.В. Мацьків, Б.Д. Пукач, В.М. Воробканич, С.В. Пастуханова, О.М. Гнилко// К.:УкрДГРІ.— 2009.— 188с.

109. Мацьків Б.В. Геологічна будова та корисні копалини басейнів верхньої течії рік Тиса, Прут та Черемош/ Б.В. Мацьків, Б.Д. Пукач, В.М. Воробканич// Берегово, 2006.— Ф. ЗГРЭ.—314с.

110. Мацьків Б.В. Отчет о поисково-оценочных работах, проведенных на участке Сауляк в 1975—1977/ Б.В. Мацьків, Б.Д. Пукач, В.Е. Гниломедов// Берегово, 1977.— Геоинформ.— 283с.

111. Мацьків Б.В. Отчет о глубинном геологическом картировании в пределах листов М-35-133-Б,Г; L-35-I-A,Б за 1980-1984гг. (Раховский рудний район)/ Б.В. Мацьків, Ю.В. Ковалев, Б.Б. Волошина// Берегово, 1984.— Ф. ЗГРЭ.—239с.

112. Мацьків Б.В. Отчет о глубинном геологическом картировании в пределах листов М-35-133-В, Г; L-35-1-A, Б за1980—1984 гг. (Раховский рудный район)/ Б.В. Мацьків, Ю.В. Ковалев, В.В. Рапп// Берегово, 1984.— Ф. ЗГРЭ.— 223с.

113. Медведєв А.П. Пра-Карпати(конструкція і деструкція)/ А.П. Медведєв, О.С. Варичев// Львів, 2000. — 115с.

114. Мерлич Б.В. Особенности верхнеогенового магматизма глубинных разломов Закарпатья/ Б.В. Мерлич, С.М. Спитковская// В сб.: Геологический сборник Львов. геол. о-ва.— 1965.— №9.— С.45—53

115. Мерлич Б.В. Эксплозивные брекчиевые дайки Закарпатья/ Б.В. Мерлич// Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1958.— №3.— С. 46—57.
116. Мерліч Б.В., Спітковська С.М. Про вік гіпабісальних інтрузій Вишковського району в Закарпатті/ Б.В. Мерліч, С.М. Спітковська// Геол. журн.— 1958.— 18, вип.3.— С.27—34.
117. Мерліч Б.В. Схема розвитку третинного вулканізму Радянських Карпат/ Б.В. Мерліч, С.М. Спітковська// Питання геології. —1958.— Вип. 9.— С.78—87.
118. Мерлич Б.В. Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруденение Закарпатья/ Б.В. Мерлич, С.М. Спитковская// Л.: Вища школа, 1974.— 175с.
119. Милановский Е.Е. Кинематика тектонических движений и вулканизм Средиземноморского пояса в кайнозое/ Е.Е. Милановский// Геология Советских Карпат: сборн. научн. тр.—К.:Наук. думка, 1984.— С.128—139.
120. Милановский Е.Е. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии/ Е.Е. Милановский, Н.В. Короновский// М.: Недра, 1973.— 278с.
121. Милановский Е.Е. Позднекайнозойский рифтогенез в Средиземноморском подвижном поясе и его связь с геодинамикой/ Е.Е. Милановский// Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4, Геология.— 1992.— №4.— С.25—35.
122. Михайлова Н.П. Палеомагнетизм вулканогенных пород и реконструкция геомагнитного поля неогена/ Н.П. Михайлова, А.М. Глевасская, В.Н. Цыкора// К.:Наукова думка.— 1974.—252с.
123. Молякко В.Г. Петрология позднекайнозойского магматизма альпийского пояса Юго-Восточной Европы. Автореф. дис. д-ра геол.-мин.наук.—Киев, 1990.—37с.
124. Молякко В.Г. Сопоставление и корреляция вулканогенных образований андезитовой формации Выгорлат-Гутинской гряды

Закарпатья/В.Г. Молявко, В.А. Михайлов// Мат-лы по геол., гидрогеол., геох., геофиз. Украины, Казахстана и Камчатки.— К.: Вища школа, 1975.— №11.— С. 30—37.

125. Молявко В.Г. Петрология позднекайнозойского магматизма Альпийского пояса юго-восточной Европы (на примере Карпато-Динарского и Кавказского сегментов): автореф. дисс. на соиск. научн. степ. докт. геол.-минерал. наук: спец. 04.00.08 «Петрография и вулканология»/ В.Г. Молявко// Киев, 1990.— 37с.

126. Муратов М.В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран, в сборнике: Тектоника СССР, т. 2/ М.В. Муратов// М.— Л., 1949.— С.63—75

127. Науменко В.В. Вулканизм и вулканогенные оруденения/ В.В. Науменко// Киев, 1987.— 70с.

128. Науменко В.В. Закономерности размещения и формирования эндогенного оруденения Советских Карпат/ В.В. Науменко// Киев: Наук. думка, 1974.— 190с.

129. Николаев В. Соотношение неовулканитов с глубинными разломами в Паннонском бассейне/ В. Николаев// Блоковое строение и разломы геосинклинальных областей.— София, 1984.— С.23—34.

130. Основные черты тектонической истории Карпат (в свете новых идей в учении о геосинклиналях)/ В.Е. Хаин, М.А. Беэр, С.Л. Бызова// Вестн. Мос. ун-та.— 1977.— №3.—С.3—20.

131. Остафийчук И.М. Геохимическая специализация неогеновых вулканических образований Закарпатья/ И.М. Остафийчук// Вопр. прикл. геохим.— 1976.— С.14—30.

132. Остафийчук И.М. Особенности химизма и распределения элементов-примесей в неогеновых вулканитах западной части Выгорлат-Гутинской гряды/ И.М. Остафийчук, В.Г. Молявко, Ю.Л. Гасанов// Мат-лы по геол., геох., геофиз. Украины и РСФСР.— 1976.— №12.— С.49—56.

133. Остафийчук И.М. Петрогеохимические особенности неогеновых вулканических образований Закарпатья/ И.М. Остафийчук// Вопр. прикл. геох.— 1976.— №3.— С.21—33.
134. Остафийчук И.М. Сравнительная характеристика вулканизма зон Припаннонского и Закарпатского глубинных разломов (Советское Закарпатье)/ И.М. Остафийчук, В.Г. Молякко, Ю.Л. Гасанов// Геол. журн.— 1977.— Т. 37, вып. 1.— С.110—120.
135. Павлюк М.І. Магматизм і структура Панкардії в ранньому мезозої/ М.І. Павлюк, А.П. Медведєв// Континентальний неовулканізм Альпійської складчастої зони Східної Європи: мат-ли міжнар. наук.-практ. конф. (м. Київ, 4–5 березня 2013 р.).— К.: Принт-Сервіс, 2013.— С.26—31.
136. Павлюк М.І. Панкардія: проблеми еволюції/ М.І. Павлюк, А.П. Медведєв// Львів: Ліга-Прес, 2004.— 108с.
137. Павлюк М.І. Українські Карпати в структурі Панкардії (магматизм і геодинаміка)/ М.І. Павлюк, З.М. Ляшкевич, А.П. Медведєв// Геодинаміка.— 2013.— №1.— С.45—59.
138. Петрашкевич М.Й., Лозыняк П.Ю. Структурное районирование основания Закарпатского прогиба. Региональная геология УССР и направления поисков нефти и газа/ М.Й. Петрашкевич, П.Ю. Лозыняк// Сборник научных трудов.— 1988.— С.72—79.
139. Петрашкевич М.Й., Лозыняк П.Ю. Характеристика крейдовых відкладів фундаменту Закарпатського прогину/ М.Й. Петрашкевич, П.Ю. Лозыняк// Палеонтологічний збірник.—1991.— №28.— С. 74—80.
140. Петрохимические и петрофизические особенности главных генетических типов позднеорогенного вулканизма (на примере вулканитов Кавказа и Карпат)/ М.И. Толстой, И.М. Остафийчук, В.Г. Молякко [и др.]// Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов.— Владивосток: ДВНЦ, 1976.— С. 166—187.
141. Плошко В.В. Гипербазиты Карпато-Крымско-Кавказской складчатой системы/ В.В. Плошко// К.: Наук.думка, 1986.— 192с.

142. Приходько М. Цикличность эволюции неогенового вулканизма и связанное с ним оруденение южной части Мукачевской депрессии (Украинское Закарпатье)/ М. Приходько// Геолог Украины.— 2004.— №4.— С. 50—54.
143. Пронишин Р.С. Анализ сейсмичности Закарпатья/ Р.С. Пронишин// Proceedings of the Symposium on the Analysis of Seismicity and on Seismic Risk. Liblice. 17-22 October 1977. - Prague: Academia.— P.95—105.
144. Пронишин Р.С. Закарпатье и смежные территории/ Р.С. Пронишин// Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. — М.: Наука, 1979.— С.41—46.
145. Пронишин Р.С. Зв'язок просторового розподілу сейсмічності з тектонічною будовою Закарпатського прогину/ Р.С. Пронишин, В.Г. Кузнецова// Геодинаміка.— 2011.— №2(11).— С. 254—256.
146. Рудницкий С.М. Потухшие вулканы Украинского Закарпатья/ С.М. Рудницкий// Вестн. естествозн.— 1928.— Т.1,2.— С.32—39.
147. Славин В.И. Древние этапы развития и тектоническое районирование Карпат/ В.И. Славин// Тр. совещ. по тектонике Альпийской геосинклинальной области юга СССР.— Баку, 1956.— С.247—266.
148. Славин В.И. О мезозойской истории Карпат/ В.И. Славин// Уч.зап. Мос. ун-та. Геология.— 1956.— Вып.176.— С.25—36.
149. Славин В.И. О срединном Паннонском массиве Карпат/ В.И. Славин// Геол. сб. Львов. геол. о-ва.— 1958.— №5—6.— С.75— 84.
150. Славин В.И. О тектонической истории Западной Украины в связи с тектоническим районированием этой территории/ В.И. Славин// Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1959.— №3.— С.36—45.
151. Славин В.И. Триасовые и юрские отложения Восточных Карпат и Паннонского срединного массива.—Госгеолтехиздат. 1963.— 183с.
152. Славин В.И. К истории развития Восточных Карпат в юрское и нижнемеловое время/ В.И. Славин// Труды МГРИ, т.ХХV.— 1950.— С.37-56.

153. Славин В.И. Роль тектонических разрывов в строении и развитии Восточных Карпат/ В.И. Славин, В.Е. Хаин// Материалы VI съезда КБГА.— Киев:Изд-во АН УССР, 1965.— С.78—86.
154. Смирнов Г.И. Минералогическая характеристика измененных пород Береговского района в Закарпатье/ Г.И. Смирнов// Минералогич. сб. Львов. геол. о-ва.— 1955.— №9.— С.226—245.
155. Соболев В.С. Об ультраосновной породе в Закарпатской области УССР/ В.С. Соболев, С.М. Белякова// Тр. Львов. геол. о-ва. при гос. ун-те. Петрографич. сер.— 1947.— Вып.1.— С.72—78.
156. Соболев В.С. Эгирин в туфите из третичных отложений Предкарпатья/ В.С. Соболев, О.Н. Горбачевская// Минералогич. сб. Львов. геол. о-ва.— 1951.— №5— С.159—166.
157. Соболев В.С. К геологии неогеновых вулканических пород Закарпатья/ В.С. Соболев, В.П. Костюк// Тр. лаб.вулканологии АН СССР.— 1958.— Вып.13.— С.243—254.
158. Соболев В.С. Новые доказательства погружения на большие глубины эклогитизированных пород земной коры/ В.С. Соболев// Докл.АН СССР.— 1980.— 250,№3.— С.683—685.
159. Соболев В.С. Метасоматическая зональность и процессы образования алуниита/ В.С. Соболев, М.Ю. Фишкин// Минералогич. сб. Львов. геол. об-ва.— 1953.— №7.— С.133—138.
160. Соболев В.С. Петрография неогеновых вулканических пород Ужгород-Хустского хребта/ В.С. Соболев, Н.С. Вартанова, О.Н. Горбачевская// Тр. Львов. геол. о-ва. Сер. петрограф.— 1947.— Вып.1.— С.3—71.
161. Соболев В.С. К минералогии базальтов Закарпатской области/ В.С. Соболев, В.П. Костюк, А.Н. Верниковский// Минер. сб. Львов. геол. о-ва.— 1954.— №8.— С.224—226.
162. Соболев С.В. Модели нижней части земной коры на континентах с учетом фазового перехода габбро-эклогит/ В.С. Соболев// Проблемы

петрологии земной коры и верхней мантии.— Новосибирск: Наука, 1978.— С.347—355.

163. Соболев С.В. Физико-химическая модель интенсивного опускания континентальной коры/ В.С. Соболев// Структура и динамика зон перехода от континента к океану.— М.,1986.— С.152—158.

164. Соболев В.С. Первичный гранат (альмандин) в дацитах Закарпатской области/В.С. Соболев, С.М. Спитковская, Р.Я. Эпштейн// Минерал. сборн. Львов. геол. об-ва.— 1955.— №9.— С. 316—319.

165. Соболев В.С. Петрография неогеновых гипабиссальных вулканических пород Советских Карпат/ В.С. Соболев, В.П. Костюк, А.П. Бобриевич// К.: АН УССР, 1956.— 327 с.

166. Сорохтин О.Г. Океанский рифтогенез и гипотеза расширяющейся Земли/ О.Г. Сорохтин// Континентальный и океанический рифтогенез.— М.:Наука, 1985.— С.121—135.

167. Спитковская С.М. Неогеновые гипабиссальные интрузии Закарпатья. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук.— Львов, 1950.— 20с.

168. Стратиграфические схемы фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения. Графические приложения. Стратиграфическая схема неогеновых отложений Закарпатского прогиба.— К.: ИГН НАНУ, 1993.— 45 с.

169. Ступка О.О. Геодинамічна природа неогенового вулканізму Карпато-Паннонського регіону/ О.О. Ступка// Геологія і геохімія горючих копалин.— 1998.— №3.— С. 44—52.

170. Ступка О. Еволюція Українських Карпат і суміжних областей з позиції регіональної геодинаміки/ О. Ступка,З. Ляшкевич, Л. Пономарьова, О. Гнилко, Л. Братусь, Ок. Ступка, О. Лемішко, М. Кулянда, Р. Романів, М. Тернавський, Л. Попова// Геодинаміка.—2011.— №3-4.— С.58—75.

171. Субботин С.И. О причинах и механизме образования платформенных и геосинклинальных прогибов земной коры/ С.И. Субботин//

Доклады сов.геологов, МГК, XXI сессия. проблема 18. изд. СССР, 1960.—С. 78—93.

172. Субботин С.И. О связи месторождений нефти и газа с глубинными разломами на территории Украинской ССР/ С.И. Субботин// Геол. сб. Львовск. геол. о-ва.— 1961.— №7-8.— С. 16—33.

173. Схема орогенного вулканизма Карпат и Паннонского массива/ М.И. Толстой, В.Г. Молякко, Ю.Л. Гасанов [и др.]// Геол. журн.— 1976.— Т. 36, №5.— С. 32—40.

174. Тектоническое развитие Украинских Карпат в свете тектоники литосферных плит/ Г.Н. Доленко, Л.Г. Данилович, Л.Т. Бойчевская// Тектоника Средиземноморского пояса.— М.: Наука, 1978.— С.16—18.

175. Тектоника Украины. М.:Недра.— 1988.— 253с.

176. Тектоника Украины// УкрНИГРИ, труды института/ Отв. ред. С.С. Круглов, А.К. Цыпко// М.:Наука.— 1988.— 315с.

177. Тектоника Украинских Карпат (объяснительная записка к тектонической карте Украинских Карпат м-ба 1:200000)/ В.С. Буров, И.Б. Вишняков, В.В. Глушко// Киев:Наук.думка, 1986.—152с.

178. Тектоно-магматическая эволюция Карпат/ З.М. Ляшкевич, А.П. Медведев, Ю.З. Крупский, А.С. Варичев, В.Р. Тимощук, О.О. Ступка// К.: Наук. думка, 1995.—132с.

179. Ткачук Л.Г. Раховский кристаллический массив(Карпаты)/ Л.Г. Ткачук, Д.В. Гуржий// Киев: Изд-во АН УССР, 1957.— 126с.

180. Ткачук Л.Г. Новые данные о диабазах и серпентинитах Раховского кристаллического массива(Карпаты)/ Л.Г. Ткачук, Д.В. Гуржий, А.Л. Кривин// Докл. АН УССР.— 1955.— Т.104, №6.— С.912—915.

181. Ткачук Л.Г. Новые данные о диабазах и серпентинитах Раховского кристаллического массива(Карпаты)/ Л.Г. Ткачук, Д.В. Гуржий, А.Л. Кривин// Докл. АН УССР.— 1955.— Т.104, №6.— С.912—915.

182. Толстой М. Палеогеодинамічні особливості порід центральної частини Закарпатської сейсмоактивної зони за даними комплексних

геофізичних і мінералогічних досліджень/ М. Толстой, О. Шабатура// Вісник Київського університету. Геологія.—2009.—№47.—С.42—46.

183. Толстой М.І. Звіт про науково-дослідну роботу «Петрогеохімічні та петрофізичні особливості пізньокайнозойських вулканів центральної частини Альпійського покривно-складчастого поясу (Східні Карпати, Кавказ) як показник функціонування магматичних вогнищ в різних районах прояву вулканізму»/ М.І. Толстой, О.В. Шабатура, Н.В. Костенко, Ю.Л. Гасанов// К., 2013. — 158с.

184. Утробин В. О взаимоотношениях Карпатской и Динарской геосинклинальных складчатых систем/ В. Утробин, Л. Линецкая// Newsletter MOIP.— 1975.—№3.— С. 17-21.

185. Характерные черты кайнозойского вулканизма/ Э.Н. Эрлих, И.В. Лучицкий, Г.С. Горшков, Г.М. Фремд// Эволюция вулканизма в истории Земли: мат-лы 1-го Всесоюзн. палеовулк. симпоз. АН СССР. Отд. геол., геофиз. и геохим.— М.: АН СССР, 1973.— 348с.

186. Хоменко В.І. Глибинна будова Закарпатського прогину/ В.І. Хоменко// К.: Наук. Думка, 1971.— 178с.

187. Хом'як Л.М. Ранньокрейдний етап формування покривів Українських Карпат/ Л.М. Хом'як// Вісник Львівського ун-ту. Серія геологічна.— 2003.— №17.— С.121—127.

188. Хом'як Л.М. Ранньопалеогеновий етап формування насувів Українських Карпат/ Л.М. Хом'як// Праці НТШ. Геологічний збірник.—2011.— Т.ХХ.—С.89—99.

189. Цепь неогеновых погребенных вулканов в южной части Закарпатского внутреннего прогиба / Б.В. Мерлич, Я.Славик, С.М. Спитковская// Геолог. сборн. Львов. геолог. об-ва.— 1968.— №11.— С. 3—20.

190. Цысь П.Н. Полонинский пенеппен и денудационные уровни Советских Карпат/ П.Н. Цысь// Геологический сборник. Выш. 4.— Львов: Изд-во Львов. ун-ту.— 1957.— С. 313—330.

191. Чекунов А.В. Геология Украины, суміжних регіонів Тетіса і нова глобальна тектоніка/ А.В. Чекунов// Геол.журн.—1976.—36,№3.—С.3—17.
192. Чекунов А.В. Глубинное строение и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба/ А.В. Чекунов, Л.П. Ливанова, В.С. Гейко// Сов. геология. 1969.— № 10.— С. 57—68.
193. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР/ А.В. Чекунов// К.: Наукова думка, 1972.— 175с.
194. Чернов В.Г. Тектоника Мармарошской зоны утесов Советских Карпат/ В.Г. Чернов// Вестн. Моск. ун-та. Геология.— 1972.— №2.— С.23—35.
195. Шевчук В.В. Динамо-кінематичні умови неогенового магматизму Закарпаття/ В.В. Шевчук, О.В. Волошин// Вісник Київ. ун-ту. Геологія.— 2002.— Вип. 21.—С. 10—13.
196. Щерба В. Разломная тектоника донеогенового фундамента Закарпатского прогиба и ее влияние на структуру и газоносность неогенового чехла / В. Щерба, А. Щерба // Геология и геохимия горючих ископаемых. — 1976.— №47.— С. 47—53
197. Яновская Т.Б., Скоростное строение верхней мантии в зоне перехода от Восточно-Европейской платформы к Западной Европе по данным сейсмического шума/ Т.Б. Яновская, Т.Ю. Королева// Физика земли.—2012.— № 7—8.— С. 3—9.
198. Яновская Т.Б., Королева Т.Ю. Строение верхней мантии в окрестности линии Торнквиста—Тессейра по данным шумовой поверхностно-волновой томографии/ Т.Б. Яновская, Т.Ю. Королева, Е.Л. Лыскова// Вопросы геофизики.—2012.—Вып. 45.— С. 3—16.
199. Яновский Б.М. Земной магнетизм: учеб. пособие / Б.М. Яновский// Изд. 4-е, перераб. и допол. под ред. В.В. Металловой. — Л.: Ленингр. ун-т, 1978.— 592 с.
200. Balla Z. Mineralogy and petrology of peculiar type ophiolites-magmatic rocks from Szarvasko (Bukk Mountains, North Hungary)/ Z. Balla, N.L. Dobrecov// Ofioliti.— 1984.— V.9, №2.— P.107—122.

201. Balla Z. Development of the Pannonian basin basement through the Cretaceous-Cenozoic collision/ Z. Balla// *Tectonophysics*. — 1982. — V. 88. — N 1/2.— P. 61— 102.
202. Balla Z. The Carpathian loop and the Pannonian basin: a Kinematic analysis/ Z. Balla//*Geophys.Transactions*.— 1985.— 30,#4.— P.313—353.
203. Balogh K. Mezozoikum severneho Mod'arska a pril'achluch casti Jihoslovenskego krasu/ K. Balogh, G. Panto// *Sb. Ust. Ustavu Geolog.*— 1953.— T.20.— S.317—326.
204. Bleahu M. Structural position of the Apuseni Mountains in the Alpine system/ M. Bleahu// *Rev. roum. geol. Geoph. et Georg. Ser. geol.*— 1976.— V.20, №1.— P.7—19.
205. Bleahu M. Stratigrafia si tectonica muntilor Apuseni (Cu privire speciala asupra Cristalinului si Mesozoicului)/ M. Bleahu, R. Dimitresku// *An. Romino Sovietica, Geol.*— 1957.— №2.— C.403—418.
206. Ciulavu D. Tertiary tectonics of the Transylvanian basin. PhD Thesis, Vrije Universiteit, Faculty of Earth Sciences, Amsterdam.— 1999.— 154p.
207. Comparative geochemistry of amphyboles from xenolithes and megacrysts of alcali basalts in the Carpathian-Pannonian region/ I. Kubovicz, Cz. Szabo, M. Janosi, K. Gal-Solyomos// *XIV congress CBGA: Extended Abstract.*— Sofia, 1989.— P.222—225
208. Csontos L. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region/ L. Csontos, A. Voros// *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.*—2004.—V. 210, Is. 1.—P. 1–56
209. Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Gyorfy, I., Benkovics, L. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighboring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., Seranne, M. (Eds.), "The Mediterranean Basins: Tertiary extensions within the Alpine orogen". *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*—1999.— 156.— P. 295— 334.

210. Geochronology of neogene magmatism in the carpathian arc and intra-carpathian area/ Z. Pecskey, J. Lexa, A. Szakacs// *Geologica Carpathica*.— 2006.— 57, №6.— P. 511—530.
211. Guterch A. The POLONAISE Working Group. POLONAISE-97—an international seismic experiment between Precambrian and Variscan Europe in Poland/ A. Guterch, M. Grad, H. Thybo, G.R. Keller// *Tectonophysics*.— 1999.— №1—3.— P.101—121
212. Heffer A. Nagyszolosi hegusegningati reszenek foldtani vizszoial, Beszam, a.m. kiz Foldtani/ A. Heffer// *Jutezet Vitauleseinek mukalataird*.— 1943.— Kot.5, fuz.2.— P.4—12.
213. Herz N. Plate tectonics history of Romania/ N. Herz, H. Savu // *Bul. Geol. Soc. Amer.*— 1974.— V.85,№9.— P.1429—1440.
214. Hovorka D. Vulkanizmus mezozoika Zapadnych Karpat/ D. Hovorka, J. Spisiak// *VEDA*, 1988.— 263s.
215. K/Ar dating of Neogene calc-alkaline volcanic rocks from Transcarpathian Ukraine/ Z. Pecskey, I. Seghedi, H. Downes, B. Mackiv// *Geologica Carpathica*. – 2000.— №2.— P. 83—89.
216. Kiss J. Erofoidtani vizsgalatok a Siropi Darnohegyen, Foldtani Kozlony/ J. Kiss// Budapest, 1958.— Kot.88, fuz.1.— S.98—104.
217. Kreutz F. Das Vihorlat-Gutin-Trachitgebirge(im nordostlichen Ungarn), Jahrduch/ F. Kreutz// *DDK. Geol. Reichanstalt*.— 1981.— Bol.21, heft 1.— P.3—12.
218. Ksiazkiewicz M. Uwagi o geologii gor Czywczynskich/ M. Ksiazkiewicz, S. Sokolovski// *Rocz. n. Polsk. TTow. Geolog*.— 1934.— T.10.— S.103—107.
219. Kulhaiy C. Beregszasi heguseg eruptio Kozetei es ezek elvaltoza sai/ C. Kulhaiy// *Foldtani Kozlony*.— Budapest, 1936.— kot.36.— S.103—107.
220. Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas / H. Kuno // *Bull. Volcanol. Ser. 2*.— 1959.— Vol. 20.— P. 37–76.

221. Lengyel E. Szarvasko kornieki titan-vanadium-vase-rekutatas ujabberedmenyei/ E. Lengyel// *A Magyarall. foldt Intezet Evkonyve.*— 1957.— Kot.46, fuz.2.— S.321—325.
222. Magmagenesis in a subduction-related post-collisional volcanic arc segment: the Ukrainian Carpathians/ I. Seghedi, H. Downes, Z. Peskay// *Lithos.*— 2001.— №57.— P. 237—262.
223. Marton E. Tectonic implications of palaeomagnetic results for the Carpatho-Balkan and adjacent areas/ E. Marton// Dixon J., Robertson A.(eds). *The geological evolution of the eastern Mediterranean.* Geological Society, London, Special Publications.— 1984.—№ 17.— P. 645-654.
224. Marquering H. Shear-wave velocity structure beneath Europe, the northeastern Atlantic and western Asia from waveform inversions including — surface-wave mode coupling/ H. Marquering, R. Snieder// *Geophys. J. Int.*—1996.— Vol. 127.— P. 283—304.
225. Mesozoic ophiolites of the Bukk Mountains (North Hungary)/ Z. Balla, D. Hovorka, M. Kuzmin, V. Vinogradov// *Ofioliti.*— 1983.— V.8, №1.— P.5—46.
226. Model of lithosphere of the East European platform in NE Poland/ M. Grad, A. Guterch, T. Janic, E. Perchuk // *Bull. Pol. Acad. Sci. ser. Earth Sci.*— 1987.— V.35, №2.— P.111—118.
227. Oncescu N. *Geologia Republicii Populare Romine*/ N. Oncescu// Bucuresti, 1957.— 157s.
228. Oszczytko N. Early Cretaceous intra-plate volcanism in the Pieniny Klippen Belt – a case study of the Velykyi Kamenets'/Vilkhivchyk (Ukraine) and Biała Woda (Poland) sections/ N. Oszczytko, D. Salata, M. Krobicki// *Geological Quarterly.*—2012.—Vol. 56, No. 4.—P. 629—648
229. Papp D.P. Petrogenesis of convergent margin calc-alkaline rocks and the significance of low-isotope oxygen ratio: the Rodna-Bârgau Neogene subvolcanic area (Eastern Carpathians)/ D.P. Papp, I. Ureche, I. Seghedi, H. Downes, L. Dallai// *Geol. Carpath.*—2005.— 56.— P.77—90.

230. Pasma gor Cziwczynskich/ J. Tokarski, M. Kamienski, Z. Pazdro// Roczn. Polsk. Tow. Geolog.— 1934.— №10.— S.1—351.
231. Pavelescu L., Contributii la studiul petrografic al andezitelor din basinul Rusca Montana-Lunca Cernili, cu privire speciela asupra plagioclazilor/ L. Pavelescu, R. Dimitrescu// Bull. Sci. Acad. R. P. Roman. Sec. bid., geol. si geogr.— 1954.— V.6, №3.— P.123—134.
232. Radulescu F. Seismic models of the crustal structure in Romania/ F. Radulescu// Rev. Rom. Geol. Geoph. Geogr. Geophys.— 1988.— №32.— P.92—98.
233. Radulescu D.P. The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians/ D.P. Radulescu, M. Sandulescu// Tectonophysics.— 1973.— V.16, №2.— P.155—161.
234. Richthofen F. Trachyte im nordostlichen Ungarn, Verhaltn/ F. Richthofen// Wien:DDK Geol.Reichanst.— 1958.— 175s.
235. Rittmann A. Volcanoes and their activity / A. Rittmann.— New York, 1962.— 427p.
236. Royden L.Transform faulting, extension, and subduction in the Carpathian Pannonian region/ L. Royden, F. Horváth, B. Burchfield// Geol. Soc. Am. Bull.— 1982.— №93.—P. 717—725.
237. Royden L. H.: Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system, in: Royden L. and Horváth F. (Eds.): The Pannonian Basin. A study in basin evolution, AAPG Memoir.—1988.— №45.— P.27—48.
238. Sandulescu M. Essai de synthise structurale des Carpathes/ M. Sandulescu// Bull. Soc. Geol. Fr.— 1975.— V.17.— №3.— P.299—358.
239. Schmid S. The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units/ S. Schmid, D. Bernoulli, B. Fügenschuh, L. Matenco, S. Schefer, R. Schuster, M. Tischler, K. Ustaszewski// Swiss Journal of Geosciences.— 2008.—№101.—P.139-183

240. Seghedi I. Interplay of tectonics and Neogene post-collisional magmatism in the Intracarpathian area/ I. Seghedi, I. Balintoni, A. Szakács// *Lithos.*— 1998.— №45.— P.483 – 499.

241. Starostenko V. Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton/ V. Starostenko, T. Janik, K. Kolomiyets, W. Czuba, P. Środa, M. Grad, I. Kovács, R. Stephenson, D. Lysynchuk, H. Thybo, I.M. Artemieva, V. Omelchenko, O. Gintov, R. Kutas, D. Gryn, A. Guterch, E. Hegedűs, K. Komminaho, O. Legostaeva, T. Tiira, A. Tolkunov// *Tectonophysics.* – 2013 – V. 608 – P. 1049–1072.

242. Szentpeteri S. A dell Bukkheguseg diabasz es gabbrotomege, a Magyar allami/ S. Szentpeteri // *Foldtani Intezet Evkonyve.*— 1953.— Kot.41,fuz.1.— S. 217—224.

243. The tectonic setting of the ophiolites in the Bukk Mountains (North Hungary)/ Z. Balla, Cs. Baksa, J. Foldessy// *Geol. Zb. Geologica Carpathica.*— 1980.— V.31, №4.— P.465—493.

244. Vialon P. Element de tektonique analitique/ P. Vialon, M. Ruhland, J. Grolier// *Masson.*— 1976.— 118p.

245. Vlaar N. Subduction of young litosphere: litospheric doubling a possible scenario/ N. Vlaar// *Crust-Mantle Recycl. Convergence Zones: Proc. NATO Adv. Res. Workshop Antalya, 25 —29 May, 1987.*— Dordrecht ect., 1989.— P.65—74.

246. Zielhuis A. Deep seismic expression of an ancient plate boundary in Europe/ A. Zielhuis, G. Nolet// *Science.* 1994. Vol. 265. P. 79—81.

247. Zweigel P. The Tertiary tectonic evolution of the Eastern Carpathians (Romania): orogenic arc formation in response to microplate movements/ P. Zweigel// *Tüb. Geowiss.*— 1997.— Arb. 33.— 127 p.