

## Криворізький залізорудний басейн Українського Щита

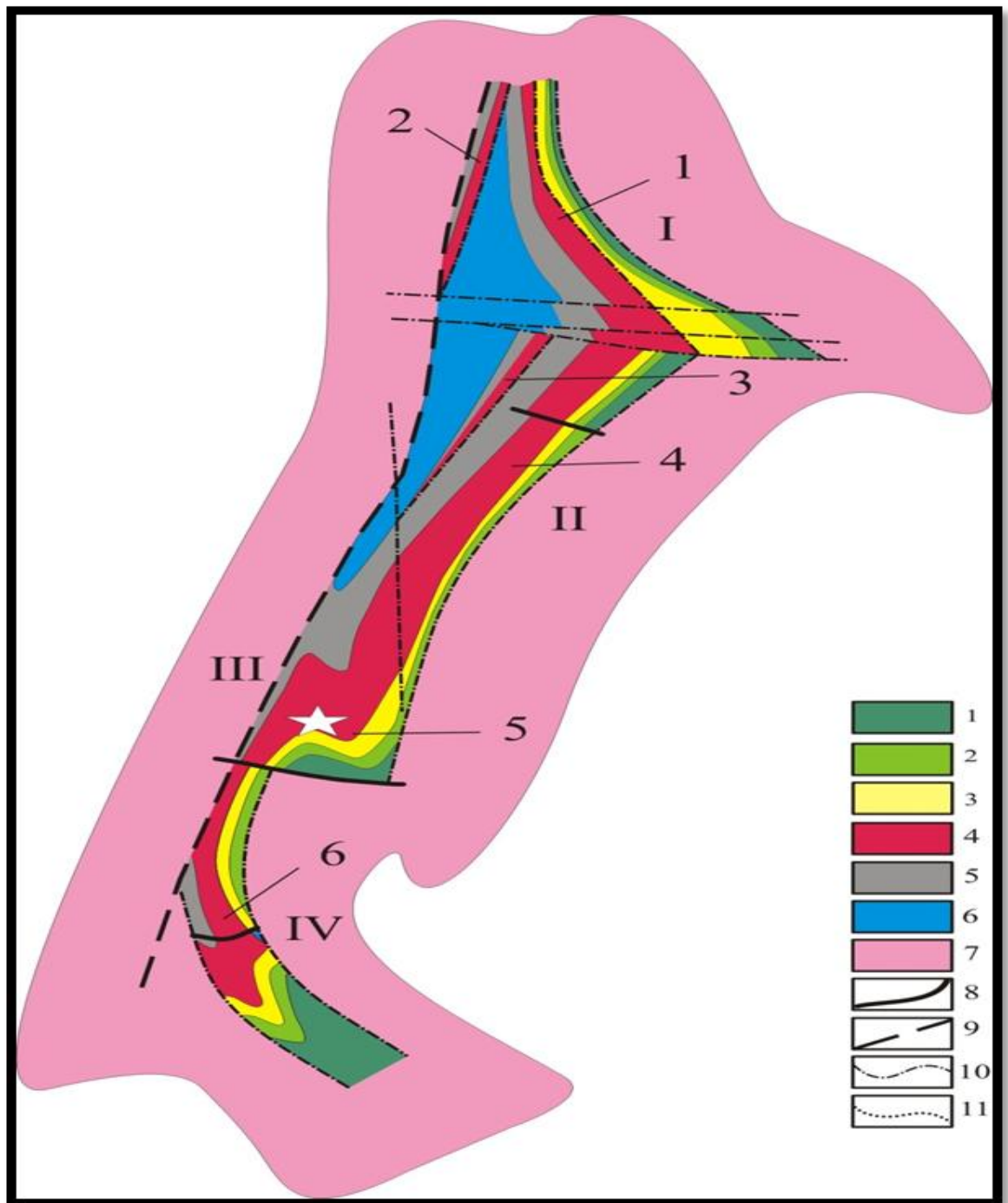
Криворізький залізорудний басейн охоплює південну частину Криворізько-Кременчуцького крайового палеопрогину у межах великого протерозойського зеленокам'яного поясу («протогеосинкліналі») УЩ. Прогин заповнений метаморфічними породами криворізької серії, що зі структурною незгодою залягають на розмивній поверхні архейського грануліто-гнейсового цоколя Придніпровського блоку УЩ (рис. 1).

Архейські та протерозойські метаморфізовані вулканогенні та вулканогенно-осадові комплекси складають кристалічний фундамент. Верхній архей складений понад 500 м товщею амфіболітів Конкської серії (AR3kn). Нижній протерозой представлений Криворізькою серією, яка поділяється на п'ять свит (знизу - вгору): Новокриворозька (PR1nk), Скелеватська (PR1sk), Саксаганська (PR1sx), Гданцівська (PR1gd), Глієватська (PR1gl).

Новокриворізька свита товщиною до 150 м, як і архейські утворення, не виходить на денну поверхню або під кайнозойський осадовий чохол. Нижню підсвіту складають метаморфізовані вулканіти: плагіоклаз-роговообманкові амфіболіти і біотит-кварц-роговообманкові сланці. Верхня підсвіта формувалася в умовах зменшення вулканізму і уламкової седиментації, тому амфіболітів менше, переважають метаосадові породи: мусковіт-кварц-біотитові та силікатні (польово-шпатові, хлоритові, слюдяні) сланці.

*Скелеватська свита* зі стратиграфічним неузгодженням залягає на Новокриворізькій свиті і роділяється на три підсвіти. Нижню підсвіту («аркозовий горизонт») складають валунно-гальково-гравійні кварцові та кварцитові мета-конгломерати, мусковітові кварцити (мета-пісковики) з прошарками кварц – мусковітових, біотит – кварц – мусковітових сланців, загальною товщиною до 160 м. Середню підсвіту («філітовий горизонт») складають аспідні сланці кварц-мусковітового, графіт-кварц-мусковітового, хлорит-кварц-мусковітового складу, загальною товщиною до 160 м. Верхню підсвіту («тальковий горизонт») складають хлорит-карбонат-талькові, тальк-актинолітові сланці. Це продукти динамотермального метаморфізму вивержених у підводних умовах утрабазитів та базитів і туфів (офіолітова формація), загальною товщиною до 90 м.

*Саксаганська свита* складена пластами залізистих кварцитів (роговиків і джеспілітів) грубо перешарованих з пластами різноманітних сланців. Кількість і товщини залізистих та сланцевих пластів невитримана за простяганням і падінням пластів. У повному розрізі свити товщиною 1400 м в зануреній частині басейну розвинено сім сланцевих та сім залізистих пластів.



**Рисунок 1. Геологічна схема Криворізького палеопрогину.**

*Верхній архей:* 1 – Конська серія. *Нижній протерозой:* 2-5 - Криворізька серія: 2 - Новокриворізька, 3 - Скелеватська, 4 - Саксаганська; 5 - Гданцівська свити. *Середній протерозой:* 6 - Глеюватська свита. *Інтрузивні та ультраметаморфічні утворення:* 7 – гранітоїди Дніпропетровського комплексу середнього архею і Саксаганського комплексу верхнього архею; 8 – дайки діабазів верхнього протерозою. 9 – Криворізько–Кременчуцький мантіїний розлом; 10 – розломи мантіїно–корові та корові; 11 – стратиграфічні межі. *Залізорудні райони:* I - Північний (Ановський); II – Центральний (Саксаганський); III – Південний; IV – Інгулецький (Лихмановський). *Залізорудні смуги:* 1– Східно–Ановська; 2 – Західно–Ановська; 3 – Далекі Західні; 4 – Саксаганська; 5 – замикання Криворізького синклінорія; 6 – Ліхманівська. *Родовища:* ☆ Валявкінське, ◻ Скелеватсько-Магнетитове

*Саксаганська свита* поділяється на три підсвіти: *нижню залізорудну*, що об'єднує два перших сланцевих і залізистих горизонтів; *середню сланцеву*, складену третім та четвертим сланцевим та третім залізистим горизонтами; *верхню залізорудну*, складену найбільш продуктивними, четвертим, п'ятим, шостим та сьомим сланцевими горизонтами.

У розрізах сланцевих горизонтів розвинені шари *нерудних кварцитів* (роговиків), кількість яких поступово збільшується до контактів із залізистими горизонтами. Більшості залізистих горизонтів властива впорядкована будова, яка полягає в закономірній зміні від периферичних до центральних їх частин карбонатних і силікатних різновидів на магнетитові і гематитові кварцити. Ця аутогенно-мінералогічна зональність успадкована від вихідного складу осадово-хемогенних порід.

*Гданцевська свита* товщиною до 55 м зі стратиграфічною неузгодою залягає на Саксаганській свиті і поділяється на нижню та верхню підсвіти. Нижня підсвіта складена пластами кварцових або силікатних кварцитів (мета-пісковиків), кварц–магнетит–хлоритових, карбонат–кварц–хлоритових сланців, мета-конгломератів та мета-брекчій. Верхні горизонти зазнали гіпергенних змін, у нижніх, незмінених, сформувалися тіла багатих гематит–мартитових, мартитових залізних руд. Верхня підсвіта товщиною до 65 м складена силікатними кварцитами, кварц–хлоритовими, кварц–карбонат–біотитовими, магнетит–кварц–хлоритовими сланцями, часто зі значним (до 2,5 мас. %) вмістом графіту. Розвинені лінзовидні тіла багатих руд до 15 м товщини, які за складом подібні до руд нижньої підсвіти.

*Глеєватська свита* товщиною до 3500 м розвинена лише у центральній частині Криворізького синклінорія, де зі стратиграфічною незгодою залягає на Гданцевській свиті. Її складають пласти поліміктових мета-конгломератів, силікатних кварцитів (мета-пісковиків), кварц–біотитових, плагіоклаз–кварц–біотитових, гранат–кварц–біотитових, гранат–роговообманково–кварц–біотитових сланців.

### ***Магматичні утворення.***

За походженням та складом магматити Криворізького синклінорія поділяються на три групи: 1- гранітоїди грануліто-гнейсового кратонного ядра; 2- метаморфізовані базіти та ультрабазити; 3- незмінені жильні базити.

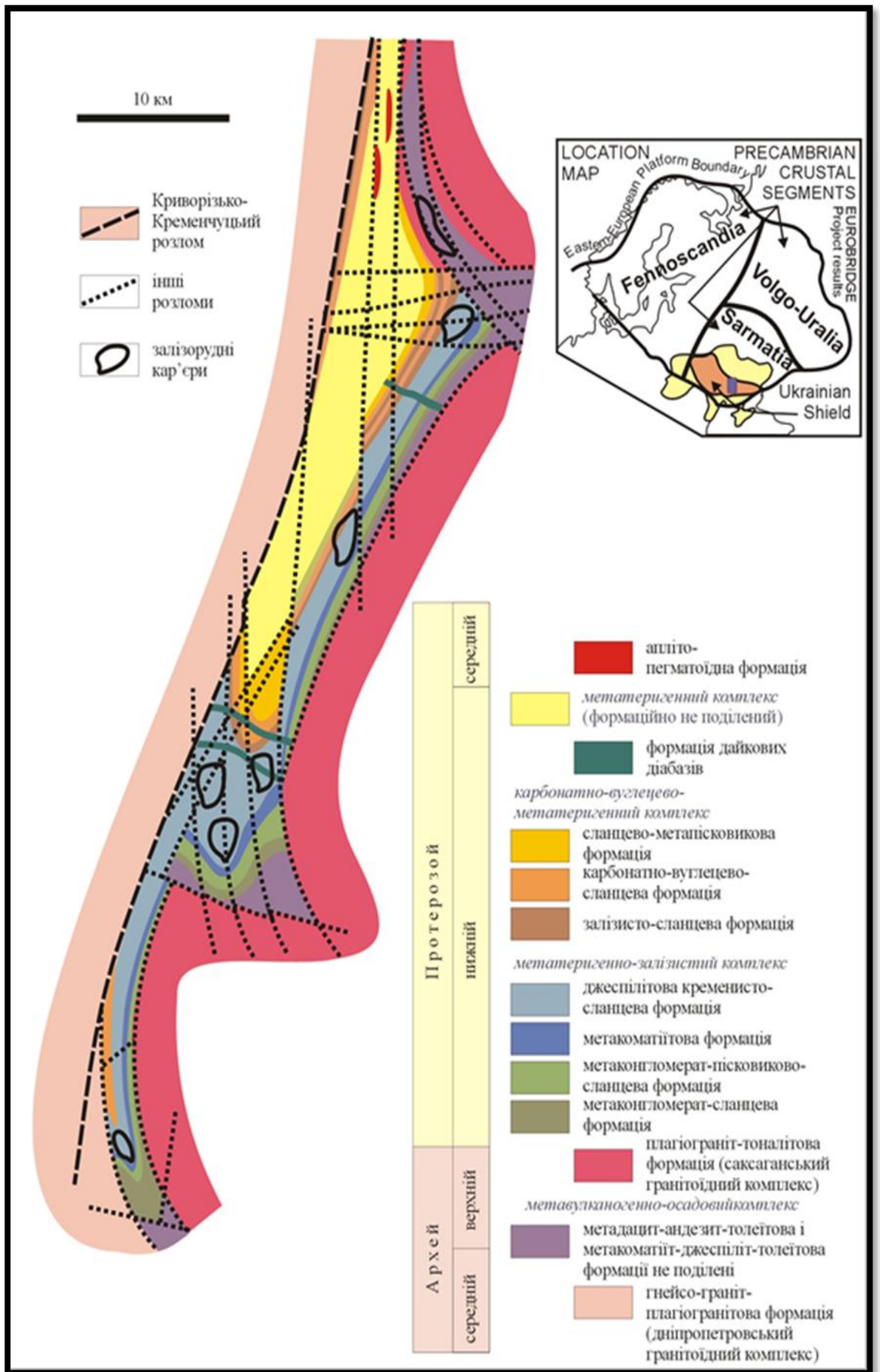


Рисунок 2. Геологічні формації Криворізького залізорудного басейна



*Гранітоїди* - це середньоархейські мікроклін-плагіоклазові граніти та мігматити саксаганського масиву *Дніпропетровського магматичного комплексу*, на яких залягає метаморфічна товща криворізької серії. У гранітах та мігматитах залягають ксеноліти амфіболітів, гнейсів, кристалічних сланців аульської серії раннього архею. Амфіболіти є найдавнішими породами комплексу. Вони або складають окремі товщі, або ксеноліти в мигматизованих гранітних тілах. Амфіболіти поширені уздовж західного кордону Тарапако-Лихмановської антикліналі і облямовують метаморфічні породи району з півдня та сходу, утворюючи смугу по периферії складчастих структур. Смуги мігматитів плавно огинають ксеноліти амфіболітів.

*Метабазити* представлені амфіболітами Конкської серії верхнього архею і Новокриворізької свити нижнього протерозою, які є продуктами метаморфізму покривних базальтів прото-офіолітового комплексу. Ефузивна первинна природа амфіболітів підтверджується їх мінеральним та хімічним складом, реліктовими мигдале-ам'яними текстурами.

*Метаультрабазити* представлені карбонат-актиноліт-хлорит-тальковими сланцями Склеюватської свити нижнього протерозою. Вони утворилися внаслідок динамотермального метаморфізму піроксенових, перидотитових толеїтів та толеїтових базальтів.

Наймолодшу групу магматитів у межах Південного залізрудного району Кривбасу складають вулканіти. Пізньопротерозойські діабазити утворюють кілька дайкових тіл товщиною 14-30 м, які наскрізь перетинають метаморфічну товщу криворізької серії, утворюючи субширотну смугу до 4км завширшки впоперек її простягання.

### ***Метаморфічні утворення.***

У породах залізисто-кремнистої формації Криворізького палеопротину розвинено динамо-термальний, термальний та динамометаморфізм.

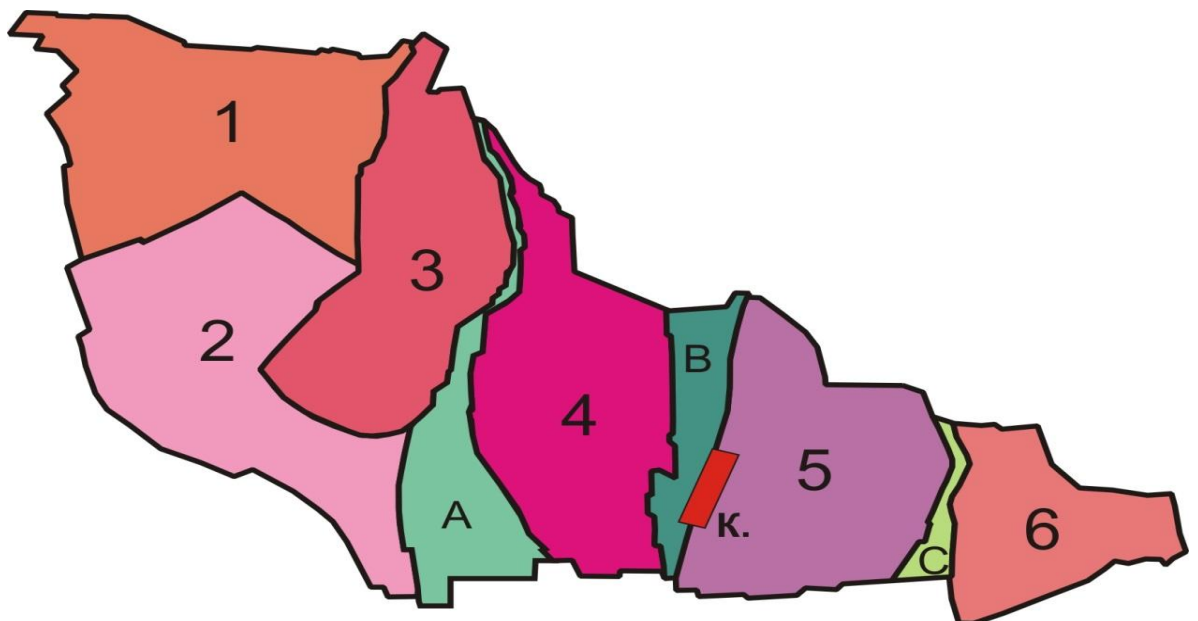
*Динамо-термальний метаморфізм* залізисто-кремнистої формації проявлявся контактово-реакційною взаємодією товщ сланцевих і залізистих горизонтів. Протягом біметасоматичного процесу відбувалася міграція магнію, алюмінію, калію, сірків із сланцевих горизонтів у залізисті, натомість окисного та закисного заліза у зворотному напрямку. Через вторгнення дрібних магматичних тіл діабазитів, трахі-ліпаритів та гранітоїдів у породах залізисто-кремнистої формації протікали процеси *контактowego метаморфізму*. У залізистих кварцитах у зонах екзоконтакту та в гранітах у зонах ендоконтакту утворювалися ореоли контактowego метаморфізму у кілька десятків метрів, складені роговиковими обманками (рибекіт, магнезіорібекіт, родусит, кросит) та піроксеном (егірін). *Термальний*

метаморфізм проявлений малопотужними (до 20-25 см) зонами гарту залізистих порід уздовж контактів дайкових тіл діабазів.

Внаслідок динамометаморфізму в розрізі криворізької свити утворилися тектоніти протягом відповідних фаз тектогенезу. У зонах розломів породи ускладнені брекчіюванням та мілонітизацією. Температурні умови динамометаморфізму і склад гідротермальних розчинів, що циркулювали розрізом, зумовили формування в брекчіях і мілонітах хлориту, серициту, кальциту, сидериту, піриту.

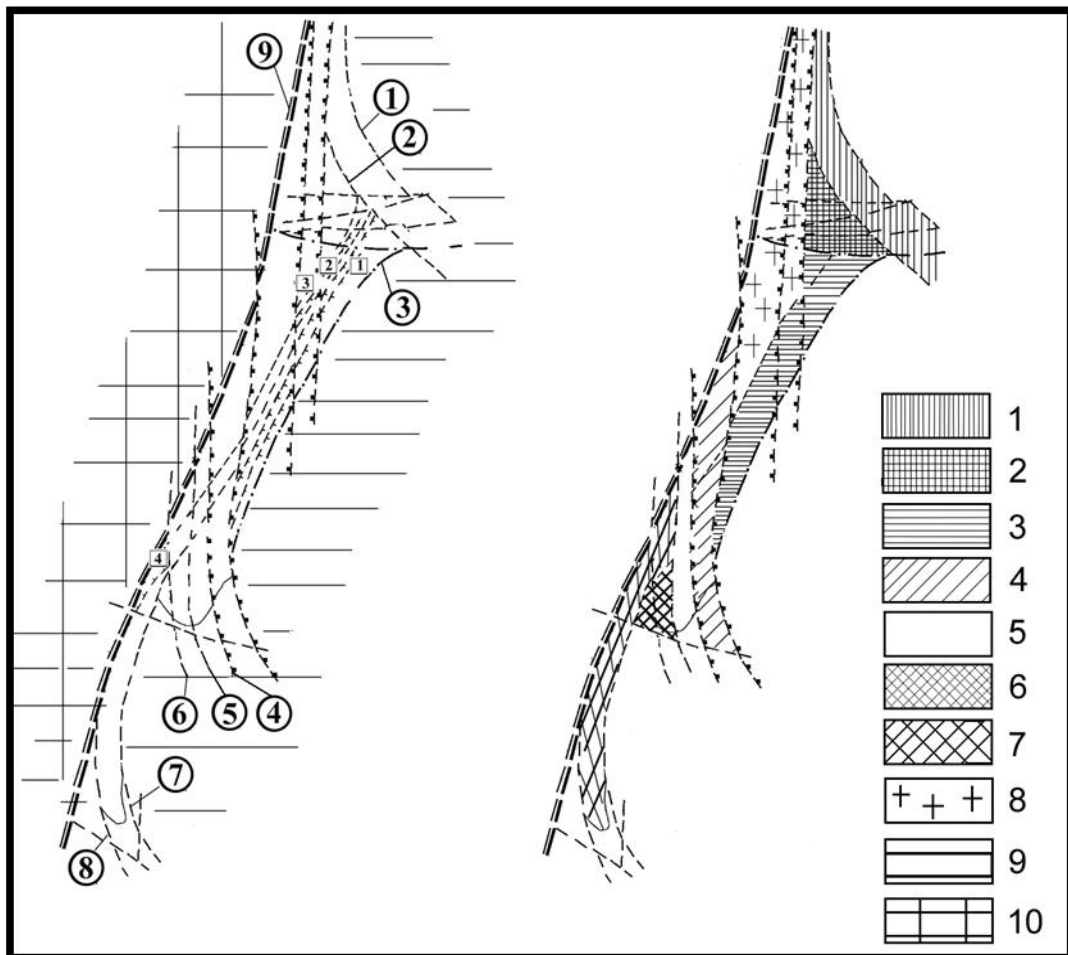
### *Тектоніка.*

Кривбас займає тектонічну позицію між Середньопридніпровським геоблоком та Інгuleцько-Криворізькою шовною зоною (рис. 3).



**Рисунок 3. Тектонічна позиція Криворізького басейну на Українському щиті.**  
Геоблоки: 1 – Волинський; 2 - Дністровсьо-Бузька; 3 – Росинсько-Тикицький; 4 – Інгuleський; 5 – Середньопридніпровський; 6 – Приазовський. Шовні зони: А – Голованівська; В – Інгuleцько-Криворізька; С – Оріхово-Павлоградська.

Криворізька метаморфічна серія у структурі УЩ утворює протерозойський субмеридіональний синклінорій, закладений на архейському цоколі платформи. Через інверсійні перебудови від первинної синклінорної структури лишилися окремі релікти у вигляді низки великих складок, ускладнених накладеною складчастістю та численними розривними порушеннями у центральній частині Криворізького басейну, район м. Кривий Ріг. Мантієно-корові та корові розломи розбивають синклінорій на сім великих блоків: Східно-Ановський, Першотравневий, Саксаганський, Новокриворозький, Основний, Катерининський, Ліхманівсько-Тарапаківський (рис. 4).



**Рисунок 4. Схема тектонічного районування Кривбаса.**

Блоки: 1 - Східно-Ановський; 2 – Первомайський; 3 – Саксаганський; 4 – Новокриворізький; 5 – Основний; 6 – Катерининський; 7 – Лихмановсько-Тарапаківський; 8 – Глеєватський; 9-10 – геоблоки: 9 – Придніпровський; 10 – Кіровоградський. Розломи: 1 – Східно-Ановський; 2 – Анновський; 3 – Східний; 4 – Новокриворізький; 5 – Скелеватський; 6 – Катерининський; 7 – Лихмановський; 8 – Високопольський; 9 – Криворізько-Кременчуцький. Насуви: 1 – Східний; 2 – Саксаганський; 3 – Далекий Західний; 4 – Тарапаківський.

У центральній частині синклінорія розміщується *Основна синкліналь*, яка зі сходу межує зі Саксаганською, а з заходу з Тарапако-Лихманською антикліналями. Основна синкліналь є лінійною складкою, шарнір якої занурюється на північ, і крилами, що круто падають під кутами від 50 до 80°. Вона складається із Східно-Інгулецької та Західно-Інгулецької синкліналей, розділених Інгулецькою антикліналлю, ускладнених накладеними дрібними складками. Замикання Основної синклінали та вихід її на денну поверхню проходить південніше м. Кривий Ріг, на півночі її шарнір занурюється під товщею порід гданцівської та глеєватської світ (рис. 5).

Усі складчасті структури Криворізького синклінорія занурюються у північному напрямку під кутом 18-20° і замикаються на півдні в Аннівському районі. Через відсутність західних крил у більшості синклінальних структур

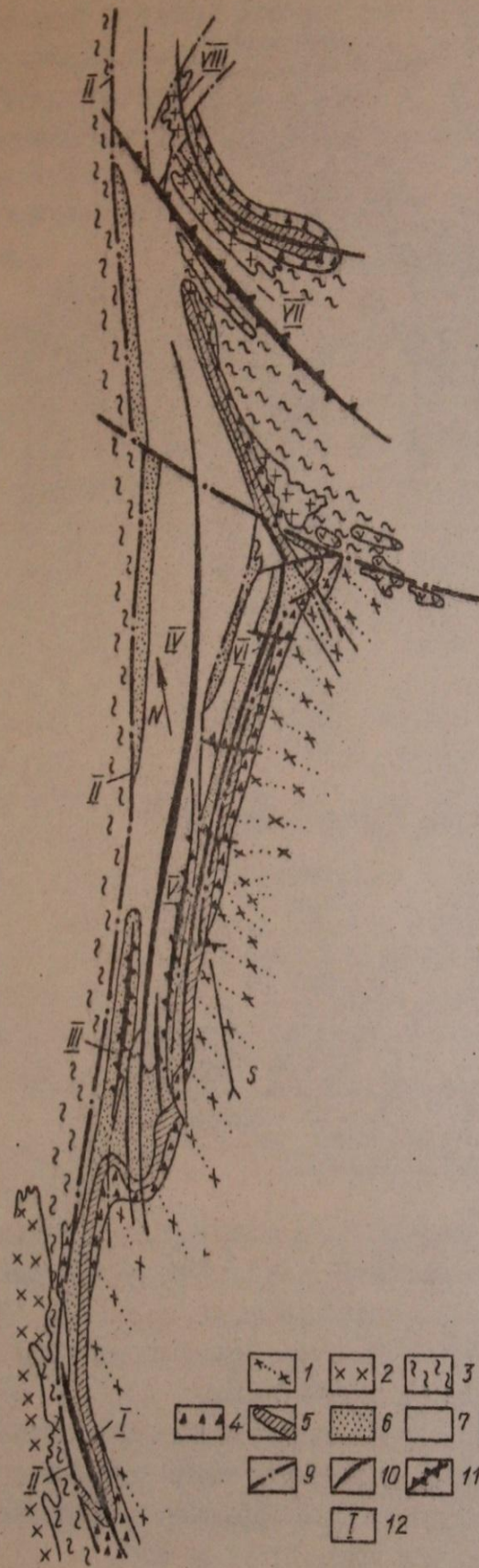


Рис.5. Структурная схема Криворожского бассейна; I- саксаганские граниты и мигматиты (архей); 2- литомирские граниты (нижний протерозой); 3- мигматиты и граниты (архей); 4- новокриворожская свита (метабазиты); 5- скелеватская свита; 6- саксаганская свита; 7- гданцевская и глееватская свита; 8- демуринские граниты (нижний протерозой); 9- тектонические разрывы; 10- оси крупных синклиналей; 11- оси крупных антиклиналей; 12- главные структуры бассейна: I - Лихмановская синклиналь, II - Криворожский разлом, III - Тарапак-Лихмановская антиклиналь, IV - Основная синклиналь, V - Саксаганская антиклиналь, VI - Саксаганская синклиналь, VII - Демуринская антиклиналь, VIII - Желтореченская синклиналь.

Рисунок 5. Тектонічна карта Криворізького басейна.



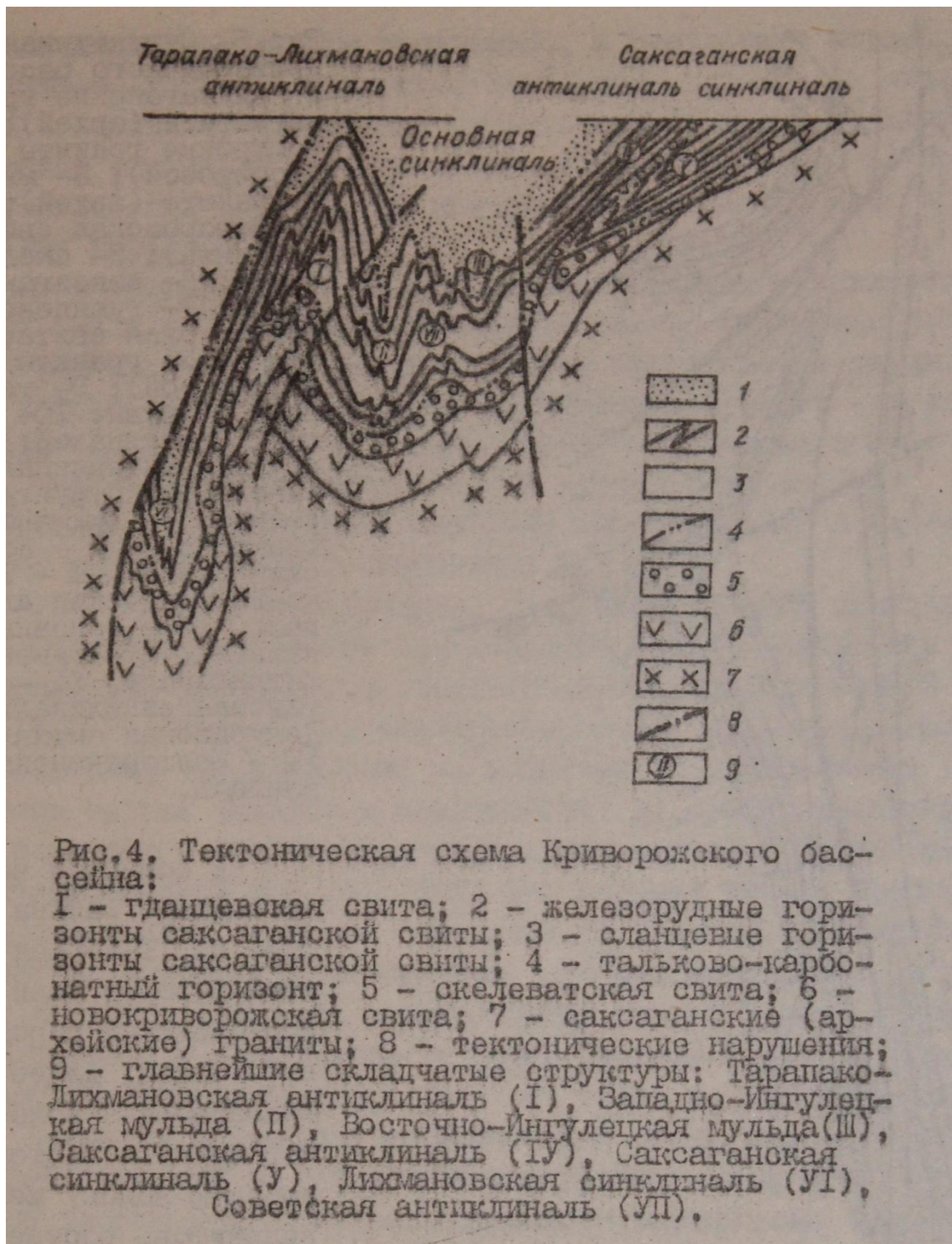


Рисунок 6. Поперечний геологічний розріз центральною частиною Криворізького басейна.

Криворізького синклінорія структура басейну вважається флекурою, перекинутою на схід із західним падінням.

Східне крило Основної синкліналі складають Саксаганські антиклиналь та прилегла синкліналь, які утворюють структуру Саксаганського рудного району (рис. 6). Обидві складки мають північно-східне простягання. Крім того, вони перекинуті на схід – південний схід, внаслідок чого осьові

поверхні складок падають на захід – північний захід під кутами від 35-45 до 80°. Загальне крило цих структур майже повністю зрізане Саксаганським насувом, внаслідок чого складки є однокрилими, причому у Саксаганській синкліналі збереглося східне крило, а у антикліналі - західне. Шарнір Саксаганської синкліналі занурюється у північному напрямку під кутом 12-22°. Внаслідок цього ядро Саксаганської синкліналі виходить на поверхню південніше копальні Держинського, на руднику Кірова воно опущено до 1000-1300м, на руднику Леніна знаходиться на глибині 5-6 км. Саксаганська антикліналь простягається від південного кордону Кривбасу до рудника Фрунзе, де вона оголюється під гданцівську свиту. Саксаганська антикліналь ускладнена накладеною поперечною складчастістю, через що утворилися флексурні вигини, з якими пов'язані рудні вузли і родовища Саксаганського району (рис. 5, 6).

Західне крило Криворізького синклінорія складається двома великими складками - Тарапако-Ліхмановською антикліналлю та Ліхмановською синкліналлю. Тарапако-Ліхмановська антикліналь має вертикальну осьову поверхню, пологу замкову частину і круті крила, що падають на захід і схід під кутами від 45 до 70°. Ліхманівська синкліналь представлена стиснутою складкою зі зрізаним західним крилом, ускладнену накладеними складками вищих порядків. Ядро складки складене породами гданцівської свити, шарнір занурюється північ під кутами від 12 до 35°.

У північній частині Саксаганського району (рудник Першого травня) уся складчаста смуга криворізьких порід розвертається на північний захід. Далі північ Саксаганська смуга порід змінюється на Східну Анновську смугу залізистих кварцитів, що складає східне крило синклінорія.

Лускато-глибову структуру басейну контролює тектонічна решітка, яку складають: а) поздовжні скидо-зсуви та насиви; б) діагональні і поперечні насиви і скидо-зсуви, за якими відбувалися латеральні переміщення масивів гірських порід. Серед розломів першої групи найбільшим є зональний Криворізький (Західний) розлом, що є частиною Криворізько-Кременчуцького трансрегіонального глибинного розлому, за площиною якого гранітоїди Інгулецького району насунуті на мета-осадово-вулканогенні породи криворізької серії (рис. 5, 6). До порушень другої групи належать Тарапаківський, Саксаганський, Діагональний, Скелеватський розломи.

Великі складки, що створюють структурний ансамбль басейну, ускладнені накладеною пізнішою і дрібнішою складчастістю. Морфологія накладеної дисгармонічної складчастості подібна до великих складок, що вказує на спільність їх утворення. Виділяється два типи складчастості: а) субмеридіальні стиснені з гострим витягнутим ядром закриті складки типу



ізоклінальних, розвинені в тонкошаруватих залізистих кварцитах та джеспілітах; б) поперечна відкрита складчастість, яка проявляється поперечними флексурними вигинами у великих складках, в окремих пластах у вигляді дрібної складчастості та плейчастості. Складки асиметричні, мають тупі пологі ядра і неоднакові кути падіння крил і зазвичай ускладнюють рудні горизонти і пласти, тому криворізькі геологи називають їх *відкритими або рудними складками*.

### ***Історія геологічного розвитку Криворізького басейна.***

З позиції геосинклінальної теорії Кривбас розглядався складовим елементом геосинкліналі Великого Кривого Рогу і історія його геологічного розвитку поділялася на два періоди: докембрійський та кайнозойський. Впровадження в геологію докембрію концепції глобальної плейт-тектоніки дало змогу вважати (Г. Каляєв) Кривбас зоною незавершеної докембрійської субдукції, модель якої об'єднує рифтогенну, прото-геосинклінальну та орогенічну стадії еволюції.

*Рифтогенна стадія* охоплює пізньоархейсько-ранньопротерозойський періоди і поділяється на проторифтовий та рифтовий епізоди. На проторифтовому у Середньопридніпровському геоблоці і Кривбасі закладалася низка зеленокам'яних структур – проторифтових трогових западин внаслідок деструкції з розтріскуванням холодної континентальної прото-кори. Тоді сформувалися системи глибинних, коро-мантійних розломів, за якими утворилися канали вертикального тепломасоперенесення, по яких з мантиї вторгалися базит-ультрабазитові магматичні розплави у прото-рифти, розділені граніто - гнейсовими куполами. Протягом рифтового епізоду сформувалися рифтові западини, де відклалися грубоуламкові, вулканогенні та залізисто-кремністі породи Новокриворізької, Скелеватської та Саксаганської свит Криворізької серії.

На прото-геосинклінальній стадії через зміну тектонічного режиму розтягу на стискання відбувся інверсійний підйом території і розмив поверхні Криворізької серії. На орогенічній стадії утворилася кутова і стратиграфічна незгідність між рифтогенним комплексом Саксаганської свити і моласоподібною товщею Гданцівської свити. Нагромадження моласоїдних порід відбувалося в грабені у центральній частині Криворізької структури в районі м. Кривий Ріг, плечі якого сформувалися через висхідні рухи оточуючих блоків.

Фанерозойський осадовий чохол накопичувався в платформних умовах за переважання теригенної морської седиментації. Протягом трансгресії моря накопичувалися піщано-глинисті, глинисто-алевритові, алеврито-глинисті і

глинисті породи, при регресії гальково-гравійно-піщані, піщано-гравійно-галькові відклади.

Докембрійські стадії еволюції структури Кривбаса супроводжувалася тривалими перервами в осадо-нагромадженні, тектонічними, магматичними, метаморфічними процесами, які обумовили складкоутворення, вторгнення дайок і гідротерма літів та метасоматозом. Протягом палеозою та мезозою на теренах СЄП відбувалася переважно морська седиментація. Палео-басейн разом з УЩ піддавався здебільше процесам вивітрювання та денудації. Наприкінці мезозою-початку кайнозою в регіоні почалася альпійська активізація з формуванням кайнозойського осадового комплексу специфічної мінерагенії, обумовленої руйнуванням зрілих кір вивітрювання метаморфізованих кристалічних порід ядра антеклізи.

### ***Корисні копалини***

Провідне місце у Криворізькому синклінорії мають залізні руди, які утворюють низку великих рудних полів- 18 родовищ із розвіданими запасами залізняку. Залізні руди басейну належать до типу метаморфогенних, що за вмістом заліза поділяються на:

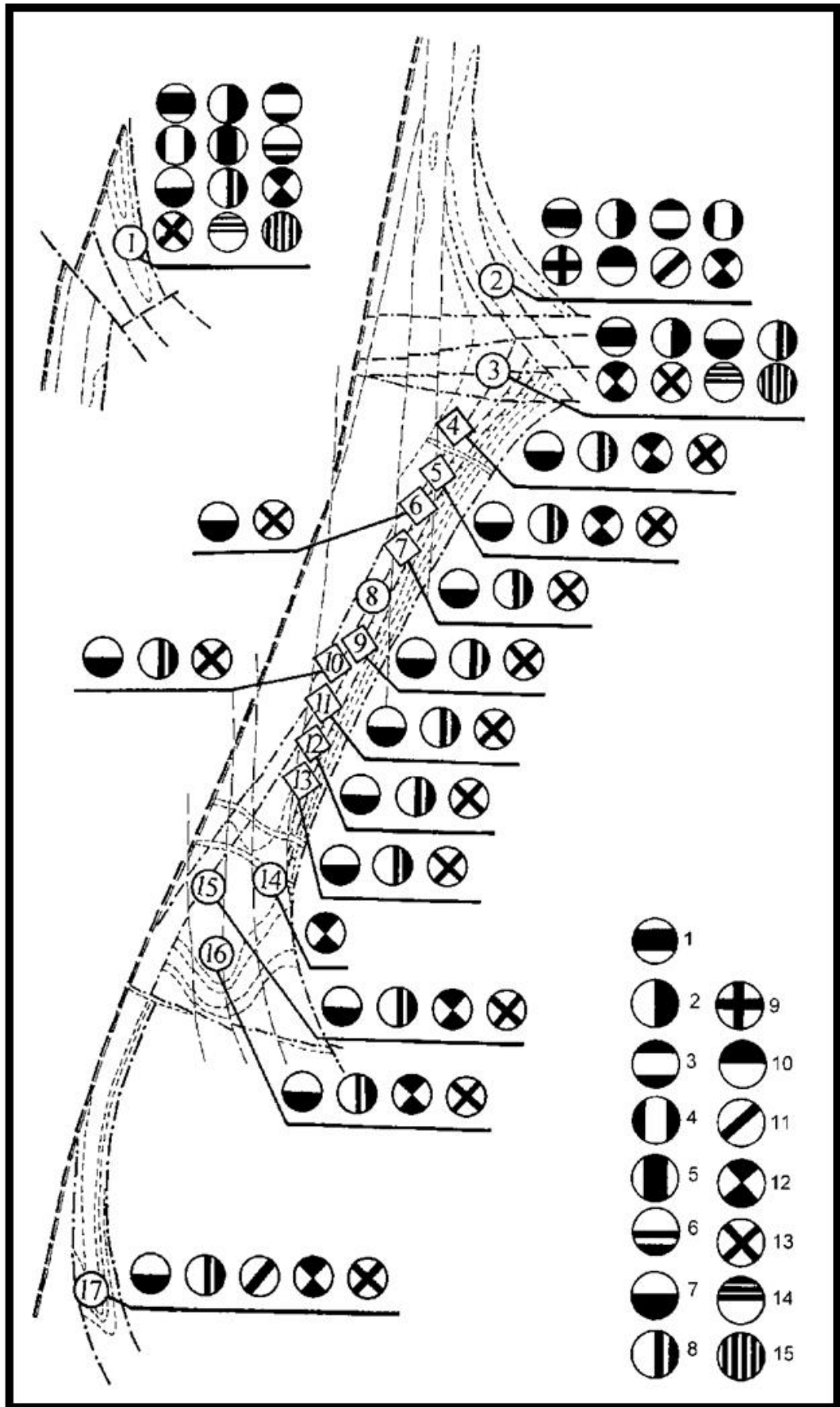
- бідні із вмістом заліза від 15-20 до 46%, які підлягають збагаченню;
- багаті, вміст заліза в яких коливається від 46 до 70%.

Бідні руди за мінеральним складом та походженням поділяються на *магнетитові* та *гематитові* кварцити. Багаті руди поділяються на: *гідрогетито-гематитові* (бурозалізнякові), *магнетитові* (з силікатами та карбонатами), *гематитові* (мартитові, залізнослюдково-мартитові руди).

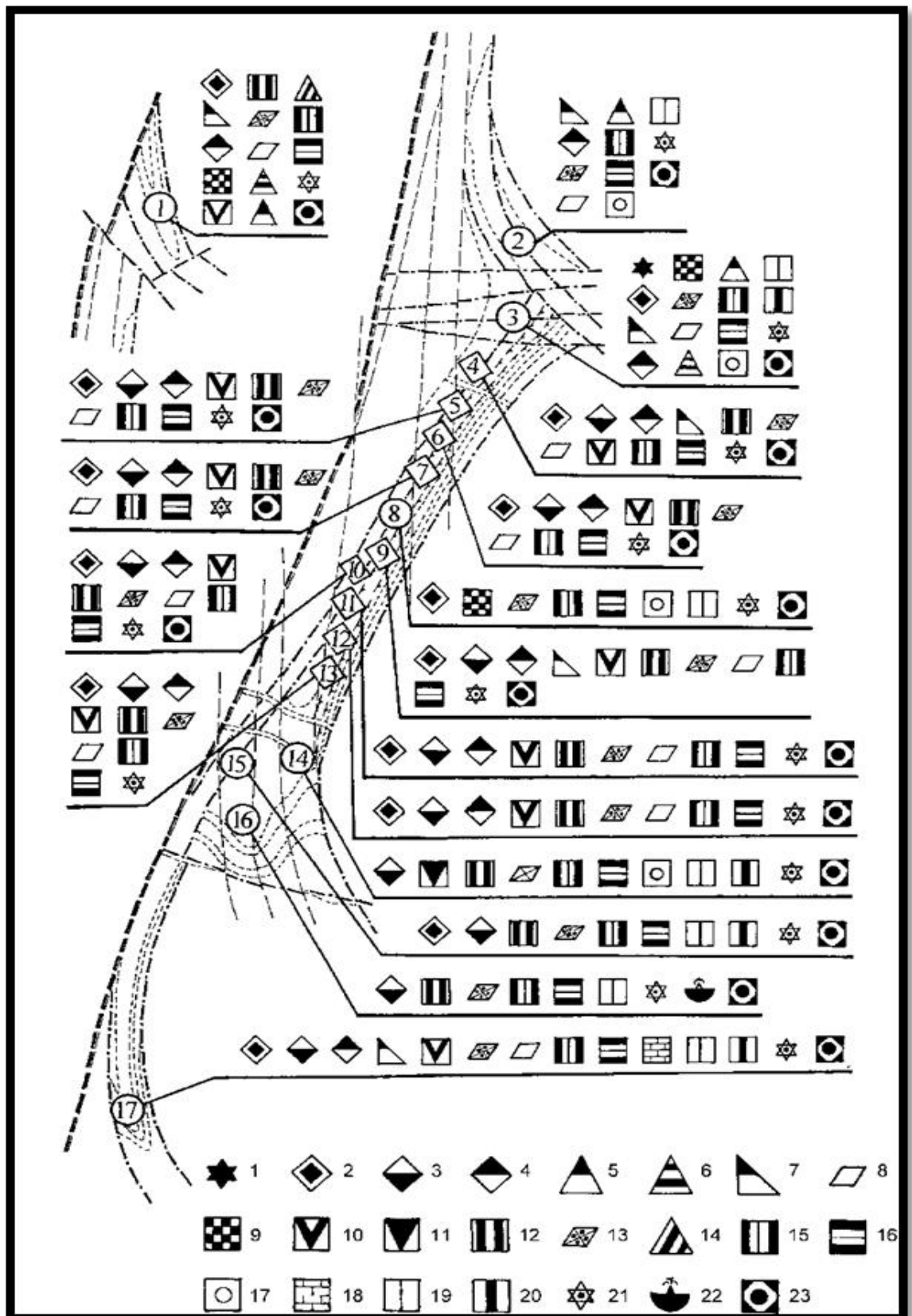
Поклади багатих залізних руд у пластах залізистих кварцитів залягають у нижній частині Гданцівської свити. Запаси багатих руд, підрахованих до глибини 1500 м, становлять близько 1,6 трлн т., бідних руд – 32, 0 млрд. т.

Тверді неметалеві корисні копалини поділяються на природні матеріали і технологічну сировину (рис. 7). Природні матеріали - це мінерали та гірські породи. Найпоширенішим серед мінералів є графіт, що утворює прояви у гданцівській свиті. До технологічної сировини належать родовища тальку, апатиту, каолінів та мінеральних барвників. Родовища тальку приурочені до тальк- карбонатного горизонту Склюватської свити. Родовища мінеральних барвників приурочені до кори вивітрювання залізистих порід Саксаганської свити і належать до залізо-окисного типу.

При розробці залізрудних пластів саксаганської свити поблизу кар'єрів і гірничих виробок родовищ розкриваються також породи інших комплексів, які складуються у відвалах. Останні разом із шламо-сховищами збагачувальних фабрик утворюють техногенні рудні та нерудні скупчення, концентруючи ряд корисних елементів у мінералах і гірських породах.



**Рисунок 7. Розміщення родовищ та проявів металевих корисних копалин.**  
 1 - Sc; 2 - V; 3 - Zr; 4 - Be; 5 - Li; 6 - Cs; 7 - Ti; 8 - Ni; 9 - W; 10 - Mo; 11 - Ge;  
 12 - Au; 13 - Pt; 14 - Y; 15 - TR.



**Рисунок 8. Розміщення родовищ та проявів неметалевих корисних копалин.**

1 – алмаз; 2 – тальк; 3 – хлорит; 4 – мусковіт; 5 – амфібол; 6 – піроксен; 7 – гранат; 8 – кварц; 9 – мрамур; 10 – амфіболіт; 11 – діабаз; 12 - шиферний сланець; 13 – кварцит; 14 – залізний колчедан; 15 - охра; 16 – сурик; 17 – пісок; 18 - вапняк, доломіт; 19 – глина, суглинок; 20 - бентонітова глина; 21 – гемологічну та колекційну сировину; 22 – радонові води; 23 - відходи збагачувальних фабрик.

### **Контрольні питання:**

1. Де розташований Криворізький залізорудний басейн і до якої тектонічної структури він належить?
2. Якого віку і який склад мають стратиграфічні комплекси порід, що його заповнюють?
3. Який склад та вік мають магматичні утворення у Кривбасі?
4. Який склад та вік мають метаморфічні утворення у Кривбасі?
5. Яку тектонічну позицію і структуру має Кривбас?
6. З яких головних складчастих і розлом них тектонічних елементів складається структурний ансамбль басейну?
7. Якими є етапи історії геологічного розвитку Криворізького басейна?
8. Які групи корисних копалин і в яких стратиграфічних комплексах порід сформувалися у Кривбасі?

## РОЗДІЛ 1. ОСНОВИ РЕГІОНАЛЬНОЇ ГЕОЛОГІЇ

### ТЕМА 1. ПРЕДМЕТ, ОСНОВНІ МЕТОДИ І ЗАВДАННЯ РЕГІОНАЛЬНОЇ ГЕОЛОГІЇ

*Регіональна геологія (РГ)* – це розділ геологічних наук, оснований на узагальненні геологічної інформації, яка стосується геологічної будови регіонів, тобто стратиграфії, тектоніки, магматизму, корисних копалин, а також історії геологічного розвитку та тих геологічних процесів (тектонічних рухів, вулканізму, палеогеографічних змін і т.п.), які обумовили сучасну геологічну будову окремих регіонів і геологічних структур, що входять у регіони. РГ описує геологічну будову, тобто розподіл гірських порід різного складу і походження, віку та характеру залягання у земній корі, і геологічну історію окремих регіонів, країн, континентів і Землі в цілому.

Регіон (від лат. *regio (regionalis)* – область, регіон) – це територія, що характеризується комплексом властивих їй ознак (фізико-географічних, економічних, політичних, економічних, промислових), які беруться до уваги при їх виділенні.

“Геологічний регіон виділяється за єдністю геологічної обстановки – тектонічної структури і основних рис геологічної історії з врахуванням типу рельєфу” (О.Л.Ейнон,1992).

Геологічний регіон не має раз і назавжди визначених кордонів. У залежності від комплексу ознак, які обираються до вивчення, змінюються і кордони регіонів. Контури регіонів, які виділяються при відтворенні геологічної історії територій, не завжди збігаються, що обумовлено еволюцією у часі і міграцією у просторі геологічних обстановок (тектонічних, магматичних, палеогеографічних та інших умов). Це відображено у визначенні, що наведене у «Стратиграфічному кодексі України»: «Геологічний регіон – значна за розмірами територія з притаманними їй особливостями структурно-геологічної будови, яка у певний проміжок геологічного часу відрізнялась від суміжних регіонів специфічними рисами геологічного розвитку: сукупністю тектоно-магматичних проявів, особливостями седиментогенезу, ландшафту, біоти тощо. Поділяється на структурно-фаціальні райони, зони». Отже поняття «геологічний регіон» може застосовуватись до геологічних об'єктів різного масштабу – від родовища корисної копалини до платформи чи складчастого пояса.

Курс РГ є синтезуючим курсом, що опирається на знання інших дисциплін: загальної та історичної геології, структурної геології і геотектоніки,



петрографії, літології, геофізики, типів родовищ корисних копалин. В результаті узагальнення цих знань, створюється статична просторова модель та динамічна, геоісторична (еволюційна) моделі геологічного розвитку території, на підставі яких визначаються регіональні закономірності формування та особливості розміщення родовищ корисних копалин. Найбільш близькими до РГ дисциплінами є *регіональна геотектоніка*, яка вивчає розподіл структурних елементів різного типу, у межах окремих регіонів, континентів, океанів і перехідних між ними територій та *історична геологія* – наука, що вивчає закономірності геологічного розвитку Землі.

РГ має зв'язок з такими дисциплінами:

1. Фізико-географічне положення (географія).
2. Історія геологічного вивчення (історія геології).
3. Стратиграфія (літологія, палеонтологія, петрографія, вулканологія, ізотопна геохімія).
4. Магматизм (петрографія, геохімія, структурна геологія, геофізика).
5. Тектоніка (структурна геологія, геотектоніка, формаційний аналіз, геофізика)
6. Історія геологічного розвитку (загальна геологія, історична геологія, вчення про фації).
7. Корисні копалини (металогенія і рудні поля, геологія вуглеводнів і нафтогазоносні провінції, басейни, області, райони і зони).

РГ входить до основних великих розділів геологічних наук. Вона вивчає геологічну будову (стратиграфію, тектоніку, магматизм) окремих територій, історію їх розвитку, закономірності розміщення корисних копалин. Вона є основним джерелом геологічної інформації, що дає уявлення про загальнопланетарний розподіл геологічних структур, стратиграфію окремих площ, магматизм у їх межах, прояв неотектонічних процесів, що перетворюють структуру і речовинний склад земної кори, а також про корисні копалини досліджуваних площ – їх скупчення, запаси та ресурси.

Важливим завданням РГ є зіставлення будови та розвитку окремих платформ, складчастих споруд, інших тектонічних структур. Саме таке зіставлення лежить в основі *порівняльно-геологічного методу*, який належить до основних технологій досліджень. Зазвичай його сутність зводиться до порівняльної характеристики основних тектонічних структур на тих чи інших площах – материках, країнах, ареалах заледеніння та багато інших.

Існують певні розбіжності розуміння предмету РГ. Таку ж назву мають геологія материків і океанів, геотектонічних структур (платформ, складчастих споруд, країн, навіть геологічна будова окремих стандартних картографічних аркушів, що вивчаються у процесі геологічної зйомки. Регіональні розділи існують також у геотектоніці, геоморфології (геоморфології України, гірських країн), палеогеографії та інших науках. І хоча ступінь вивченості різних регіонів часто різко відрізняється, говорити про якісь загальні проблеми РГ доволі важко. Тому розглянемо спочатку принципи геологічного картування, що є основним методом регіональної геології, що дає вихідні дані про будову територій та геологічних об'єктів в їх межах.

### ***Геологічне картування***

Основним методом регіональної геології є геологічне картування (ГК), яке передбачає складання геологічних карт різного масштабу для певних площ. Геологічна зйомка відрізняється залежно від детальності вивчення, або масштабів картування (оглядове, дрібно-, середньо- та крупномасштабне), ступеня та характеру проведення необхідних робіт; здійснюють також до вивчення якоїсь площі, глибинне картування. Усі умови та вимоги до проведення ГК визначаються відповідними інструкціями, численними доповненнями чи уточненнями до них, які постійно оновлюються. Інструкції з проведення геологічного картування зазвичай обумовлюють виконання його в умовах геологічно закритих та відкритих для візуального вивчення площ, різного ступеня геологічної складності (платформи, складчасті споруди, вивчення кристалічної основи, що виходить на поверхню та ін.). Крім того, геологічна зйомка є ще й методом попередніх пошуків корисних копалин на певній площі, що вивчається. Це вимагає від ГК як виконання вимог чинних документів, так й творчого підходу під час виконання робіт.

Разом з тим, ГК є основним методом структурної геології, проте у сферу РГ входить не просте вивчення геологічного будови території, але й типізація виявлених різноманітних геологічних об'єктів та їх зіставлення з такими на інших територіях. Те саме стосується таких термінів як зйомка і картування, інші методи площинного вивчення геологічних структур.

ГК є у певному відношенні унікальним методом не тільки геології, а й наук природознавства загалом. Звичайно, географія вивчає ландшафти, фізико-географічні зони, провінції та багато іншого, проте таким детальним та цілеспрямованим вивченням окремої ділянки земної кори займається лише РГ за допомогою методу ГК, до якого залучають прями та дистанційні методи

геохімії та геофізики (геохімічна характеристика, геофізичні методи вивчення глибинних зон та інших.).

### ***Порівняльно-геологічний метод***

Порівняльно-геологічний метод є неодмінною частиною структурно-геологічних досліджень, з використанням яких уявлення про будову складчастих споруд, платформ або їх складових частин, магматичних тіл та інших об'єктів інтересу геології встановлюються на підставі порівняння з іншими раніше вивченими. Цей метод, оснований на принципі геологічних аналогій, передбачає певну типізацію структур, при якій результати детально вивчених аналогів використовуються при дослідженнях нових структур. Наприклад, встановлено схожість у будові Східноєвропейської та Північноамериканської платформ, які суттєво відрізняються від Сибірської, Індійської, Африканської.

Аналогічним чином використовуються набуті знання про альпінотипну і германотипну складчастість, складчасті споруди, прогини і западини східно-азіатського або андського типу, площі тектоно-магматичної активізації, розвиток Тихоокеанського та Середземноморського поясів Євразії чи інших аналогічних структур. Наприклад, для вивчення особливостей будови та розвитку рухомих тектонічних структур Середньої Азії у зв'язку з розшифровкою можливості їхньої нафтогазоносності дуже корисним може бути їх порівняння з аналогами на території України, вже детально вивченими.

Порівняльно-геологічний метод широко використовується у прогнозі та пошуках корисних копалин, підрахунку їх запасів. Саме на цій підставі започатковано пошуки алмазів на Сибірській платформі, геологічна будова якої аналогічна до алмазонасних районів Африки, а зараз проводиться на певних площах Українського щита. Майже глобальна приуроченість фосфоритів до кордону фанерозою та докембрія є основою для прогнозування та спрямування пошукових робіт на відклади цього віку. Він також дуже важливий щодо структур, сприятливих для локалізації промислових скупчень нафтогазових покладів.

Основою регіонально-геологічних побудов, практичних і теоретичних висновків, що базуються на цих побудовах, є геологічна карта. Геологічна карта синтезує уявлення про геологічну будову того чи іншого регіону. Геологічна карта, в свою чергу, є результатом геологічних зйомок різного масштабу. У колишньому СРСР державні геологічні зйомки проводились переважно у масштабах 1:200 000 (1: 100 000); 1:50 000. Вони виконувались

поаркушно (у відповідності з топографічною номенклатурою) із застосуванням буріння, геофізичних (аерогеофізичних), аерофотометодів, космозйомок, геохімічних, шліхових, петрологічних, стратиграфічних та інших методів. Практикувались також групова геологічна зйомка, глибинне довивчення територій та інші види геологічного картування.

РГ першочергово спирається на детальний аналіз геологічних карт, додатково залучаються також спеціальні геологічні карти – тектонічні, геоморфологічні, палеогеографічні, літолого-формаційні, палеоструктурні та ін. Для геологічно «закритих територій» властивий потужний осадовий чохол, що обмежує використання прямих геологічних методів досліджень. Тому в їх межах крім геологічних карт, які відображують геологічну будову невеликих глибин (до 500 м), технічно доступних для колонкового буріння знімальних свердловин, застосовуються матеріали глибокого буріння на нафту і газ. У гірничо-промислових районах залучаються дані отримані у шахтах, кар'єрах, інших гірничих виробках на родовищах твердих корисних копалин .

Для вивчення геологічно закритих регіонів застосовуються також різноманітні геофізичні методи магнітометрії, гравіметрії, електророзвідки, сейсморозвідки, а також матеріалами дистанційних досліджень Землі з повітря, які в комплексі з даними глибокого буріння особливо важливі при вивченні регіонів з потужним осадовим чохлом.

Дані РГ застосовуються для вирішення низки практичних питань. Вона створює базу даних, на якій ґрунтуються прогнозна оцінка територій на різні види корисних копалин, визначаються напрямки пошуково-розвідувальних робіт, визначаються гідрогеологічні та інженерно-геологічні умови забудов міст, промислових об'єктів.

***Контрольні питання для самоперевірки:***

1. Що є предметом Регіональної геології?
2. Що таке «Регіон» і власне «Геологічний регіон»?
3. З якими дисциплінами РГ має тісний зв'язок?
3. Які теоретичні і практичні завдання вирішує Регіональна геологія?
4. Які є основні методи Регіональної геології?
5. Що таке геологічна карта, на підставі яких методів і для чого їх складають?

## ЛАБОРАТОРНА РОБОТА 3

### СКЛАДАННЯ «СХЕМИ ОСНОВНИХ СТРУКТУРНИХ ЕЛЕМЕНТІВ ЗЕМНОЇ КОРИ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ»

**ЗАВДАННЯ:** на контурній карті нанести усі складові різновікові регіональні структурні елементи земної кори України і кордони між ними (за допомогою різних кольорів та типів ліній):

#### I. Західноєвропейська молода платформа

**Українські Карпати** (1-4): 1-Закарпатський внутрішній прогин, 2-Вигорлат-Гутинська вулканічна зона; 3-Мармароський масив (зона скель та внутрішні флішові покриви), 4-зони Кросно та Скибова (покривні);

**5. Передкарпатський передовий прогин,**

**6. Рава-Руська мобільна складчаста зона.**

#### II. Східноєвропейська дорифейська платформа (7-31,33):

**Волино-Подільська плита** (7-14): 7-Боянецький прогин, 8-Львівський палеозойський прогин, 9-Ковельський виступ, 10-Волино-Подільська монокліналь, 11-Волинські трапи, 12-Волино-Поліський прогин, 13-Північноукраїнська горстова зона, 14-Поліська сідловина.

**Український щит** (15-25): 15- Волино-Поліський плутонічний пояс, геоблоки: 16 -Волинський, 17 - Подільський, 18 - Росинський, 19 -Бузький, 20 -Інгульський, 21 - Середньопридніпровський, 22 –Приазовський; складчасті мобільні зони: 23-Голованівська, 24-Інгулецько-Криворізька, 25-Оріхово-Павлоградська.

**26. Південноукраїнська (Азовська) монокліналь.**

**27-31. Дніпровсько-Донецька рифтова палеозападина (інверсований авлакоген):** 27-південний борт, 28-південна прибортова зона, 29-осьова зона, 30-північна прибортова зона, 31 -північний борт.

**32. Донецький складчастий пояс.**

**33. Воронежська антекліза (південний схил кристалічного масива).**

#### III. Скіфська молода плита (34-39):

**34. Нижньопрутський виступ,**

**35. Переддобрудзький прогин,**

**36. Каркінітський прогин,**

**37. Індольський прогин,**

**38. Центральнокримське підняття,**

**39. Азовський вал;**

40-42. **Гірсько-складчаста споруда Криму:** тектонічні покриви 40 - Таврійський та Яйлинський, 41-Владиславівський, 42 -Краснопільський.

**43. Північно-західний шельф Чорного моря;**

**44. Акваторія Азовського моря.**



## СТРУКТУРНІ ЕЛЕМЕНТИ ЗЕМНОЇ КОРИ УКРАЇНИ

**Карпатський мегантиклинорій (1-5):** 1 – Закарпатський внутрішній прогин, 2 – Вигорлат-Гутинська вулканогенна зона (гряда); 3 – Мармароський масив, зона Скель і внутрішні флішові покриви; 4 – зона Кросно та Скибовий покрив; 5 – Передкарпатський прогин;

**Західноєвропейська платформа:** 6 – Рава-Руська епіорогенна зона;

**Східноєвропейська платформа (7-27):**

***Воронезька антекліза (38)***

***Волино-Подільська плита (7-14):***

7 – Боянецький прогин; 8 – Львівський палеозойський прогин; 9 – Ковельський виступ; 10 – Волино-Подільська монокліналь; 11 – Волинські трапи; 12 – Волино-Поліський прогин; 13 – Північноукраїнська горстова зона; 14 – Поліська сідловина;

***Український щит (15-21), мегаблоки:***

15 – Дністровсько-Бузький, 16 – Росинсько-Тікицький, 17 – Волинський, 18 – Кіровоградський (Інгульський), 19 – Середньо-Придніпровський, 20 – Приазовський, 21 – Волино-Поліський плутонічний пояс;

***Південноукраїнська монокліналь (22):***

***Дніпровсько-Донецька палерифтова западина з накладеною платформною синеклізою (авлакоген) (23-27):*** структурні елементи (зони):

23 – Північна бортова; 24 – Південна прибортова; 25 – Дніпровський грабен; 26 – Північна прибортова; 27 – Північна бортова;

***Донецький складчастий пояс (28):***

**Скіфська епіорогенна область (29-34):** 29 – Нижньопрутський виступ; 30 – Переддобрудзький прогин; 31 – Каркінітський прогин; 32 – Індольський прогин; 33 – Центральнокримське підняття; 34 – Азовський вал;

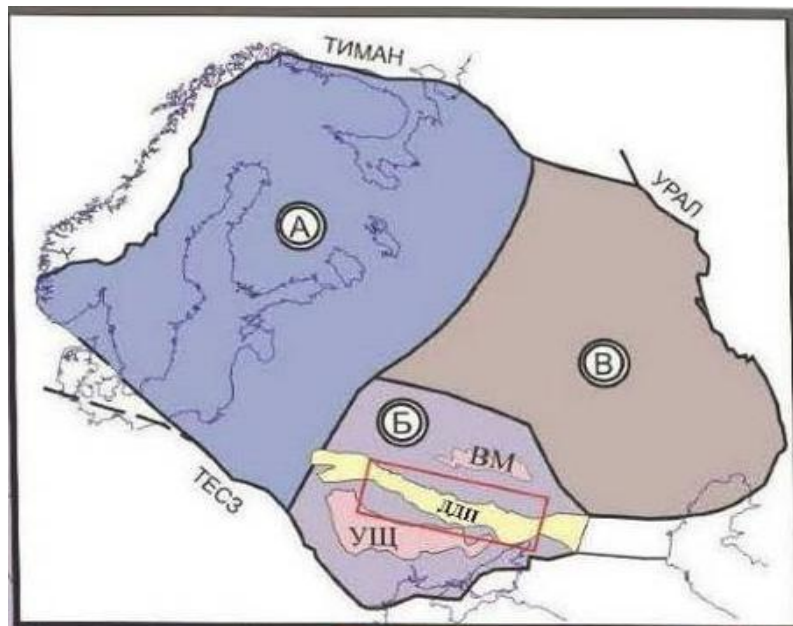
**Кримський мегантиклинорій (35-37):** 35 – Таврійський та Яйлинський тектонічні покриви; 36 – Владиславівський тектонічний покрив; 37 – Краснопільський тектонічний покрив;

## ТЕМА 1

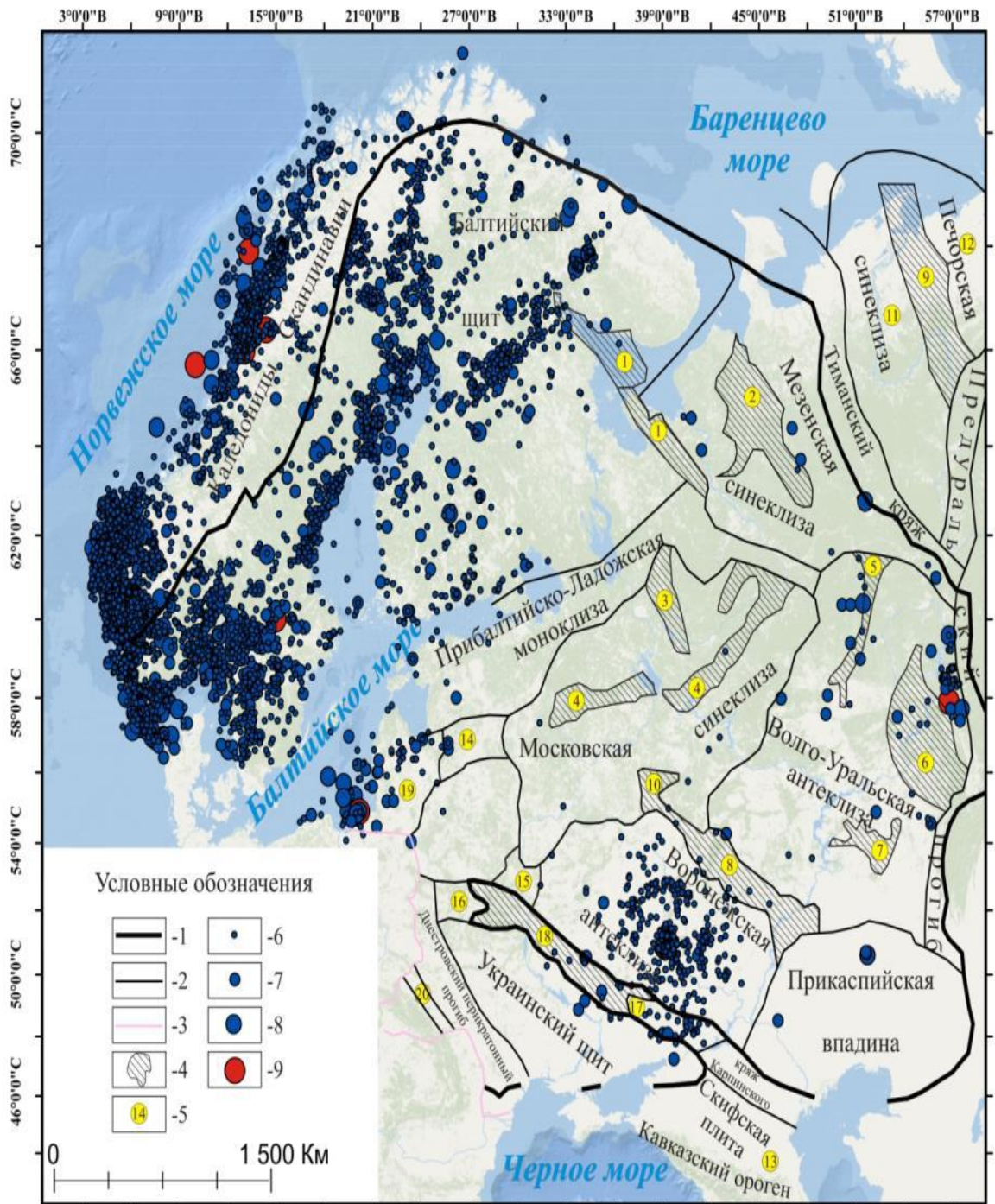
### ТЕКТОНІЧНА ПОЗИЦІЯ І ГОЛОВНІ ГЕОСТРУКТУРИ УКРАЇНИ

Більшість території України займають платформні області, серед яких виділяються: стародавня (дорифейська) Східноєвропейська платформа, молода Західноєвропейська платформа з байкальським (Ростоцька зона) і каледонським (Рава-Руська зона) складчастим фундаментом та Скіфська плита з байкальсько-герцинсько-кіммерійським віком фундаменту.

Значна територія України розташовується на дорифейській Східно-Європейській платформі (СЄП), в межах її південно-західної складової Сарматської плити (рис. 1). Її складчасто-метаморфічний фундамент утворений різною мірою метаморфізованими осадовими, осадово-вулканогенними та інтрузивними породами архея-палеопротерозоя. Вони виходять на денну поверхню на Українському щиті, а на решті території, що належить до Руської та Волино-Азовської плит, занурюються під плитний осадовий чохол на глибини, що досягають в рифтогенному прогині Дніпровсько-Донецького авлакогена більше 20 км. Неметаморфізований, слабодислокований платформний чохол складають пізньопротерозойський, палеозойський, мезозойський та кайнозойський літо-стратиграфічні комплекси. Дорифейський фундамент та осадовий чохол утворюють окремі структурні поверхні, розділені регіональною стратиграфічною і кутовою неузгодженістю через тривалу (сотні млн. р.) перерву в осадонакопиченні, протягом якої відбувалися зміни геодинамічної обстановки і, відповідно, тектонічного режиму структуроформування на стародавній платформі.



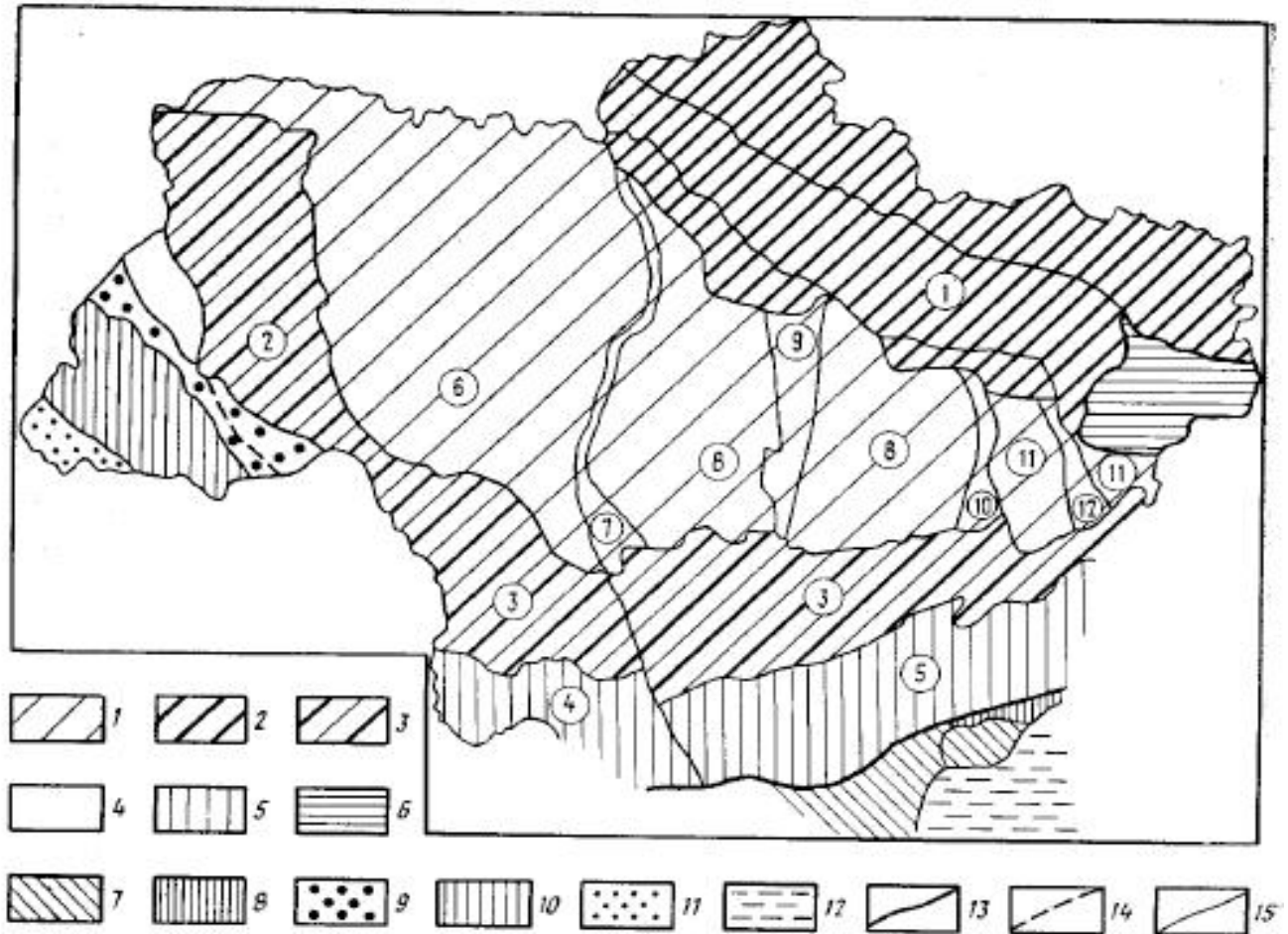
**Рисунок 1.** Літосферні плити (дорифійські кратонні ядра) Східноєвропейської платформи: А- Фенно-Скандія, Б- Сарматія, В- Волго-Уралія



**Рисунок 2.** Тектонічне районування Східно-Європейської платформи на схемі сейсмічності.

1-2 – кордони: 1– Східно-Європейської платформи, 2 – геотектонічних структур, 4 – авлакогени; 5 – регіональні тектонічні структури (цифри у колах): авлакогени: 1- Беломорський, 2- Лешуконський, 3- Воже-Лацький, 4 – Середньоруський, 5 – Кажимський, 6 – Калтасинський, 7 – Сірноводсько-Абдулінський, 8 – Пачелмський, 9 – Печоро-Колвінський, 10 – Московський грабен, 18 – Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецький авлакоген, 11 – Іжма-Печорська западина, 12 – Хорейверська западина, 13 – Передкавказький крайовий прогин, 14-16 – горсти дорифейського фундаменту: 14 – Латвійський, 15 – Жлобинський, 16 – Поліський, 17 – Донецький складчастий пояс, 19 – Балтійський; 6-9-відносна інтенсивність землетрусів

На території України в межах СЄП за наявністю і складом комплексів платформного осадового чохла виділяються три найкрупніші тектонічні структури – Український щит (УЩ), південні схили Воронезької антекклізи (ВА), Донецький складчастий пояс (ДСС), а також Волино-Подільська та Південноукраїнська синеклізи, які разом входять до складу Волино-Азовської плити СЄП (рис. 3).



**Рисунок 3. Тектонічне районування території України**

Платформні області: 1-3 - Східноєвропейська: 1 - Український щит; 2-3 - синеклізи: 2 – Руська, 3 – Волино-Азовська; 4-5 - молоді платформи (плити): 4 – Західноєвропейська, 5 – Скіфська. Складчасті споруди: 6 - герцинські (Донецький складчастий пояс); кimmerійсько-альпійські: 7 — Кримська гірська споруда, 8 — східне продовження Кримської споруди, 9 — Передкарпатський прогин, 10 – Карпатська гірська споруда, 11— Закарпатський прогин; 12 — Чорноморська глибоководна западина; 13 — кордони платформних і складчастих областей, 14 – Східноєвропейської платформи під Передкарпатським прогином, 15 – інші. Цифри в колах: 1 - Дніпровсько-Донецький авлакоген; 4-5 - Скіфська плита: 4 - Західний сегмент, 5 - Центральний сегмент; 6-12 - блоки та шовні зони Українського щита: 6 - Волино-Подільський, 7-Голованівська, 8 - Центрально-Український, 9 - Західно-Інгулецька, 10- Оріхово-Павлоградська, 1 - Приазовський, 12 - Центрально-Приазовська



СЄП обмежена із заходу та півдня крайовими тектонічними швами — глибинними розломами стародавнього закладення та тривалого розвитку (рис. 4). На півдні, в зоні зчленування СЄП з молодю Скіфською плитою, окремі ділянки крайового шва за кулісними порушеннями субмеридіонального орієнтування утворюють блокову структуру «клавіші», що занурюються під геосинклінальні комплекси. З виокремленням цих «клавіш» пов'язане формування вузьких, околичних грабеноподібних прогинів. Західний кордон СЄП утворений системою глибинних розломів, за якими молода Західноєвропейська платформа зчленується із стародавнім кратонним континентальним масивом Сарматської плити.

На заході України південно-західний кордон СЄП розташований між Устилуг-Рогатинською (Радехівською) системою глибинних розломів та Рава-Руським насувом, а в Західному Причорномор'ї між Цигансько-Чадирлунгською системою глибинних розломів та Кагул-Ізмаїльським насувом Добруджі. Разом ці лінеаменти на півдні продовжують Центральноевропейську тектонічну лінію (зона Тейшейра—Торнквіста), де об'єднуються у Добруджсько-Північно-Чорноморський лінеамент, який супроводжується каледонсько-герцинськими складчастими зонами.

Устилуг-Рогатинський лінеамент розташований на околиці Волино-Подільської синеклізи, де обмежує з північного сходу крайовий Сокальський блок СЄП з глибиною залягання фундаменту 5,0—6,5 км і слабо дислокованим плитним осадовим чохлам. У західній частині Львівського палеозойського прогину уздовж Рава-Руського насува із зростанням глибини залягання фундаменту (до 7,0—11,0 км) зростає повнота розрізу і товщини ранньопалеозойського і девонського чохових комплексів. Через герцинські рухи палеозойський платформний чохол ускладнений складчасто-насувними дислокаціями. Найдавнішою (ранньобайкальською) структурою чохла Волино-Подільської околиці Руської плити СЄП є Ростоцька рифейська складчаста мобільна зона. Західніше від Рава-Руського насува розміщуються молодші структури ранньопалеозойської консолідації, які облямовують околицю СЄП (Подільський сегмент кордону, район Опілля).

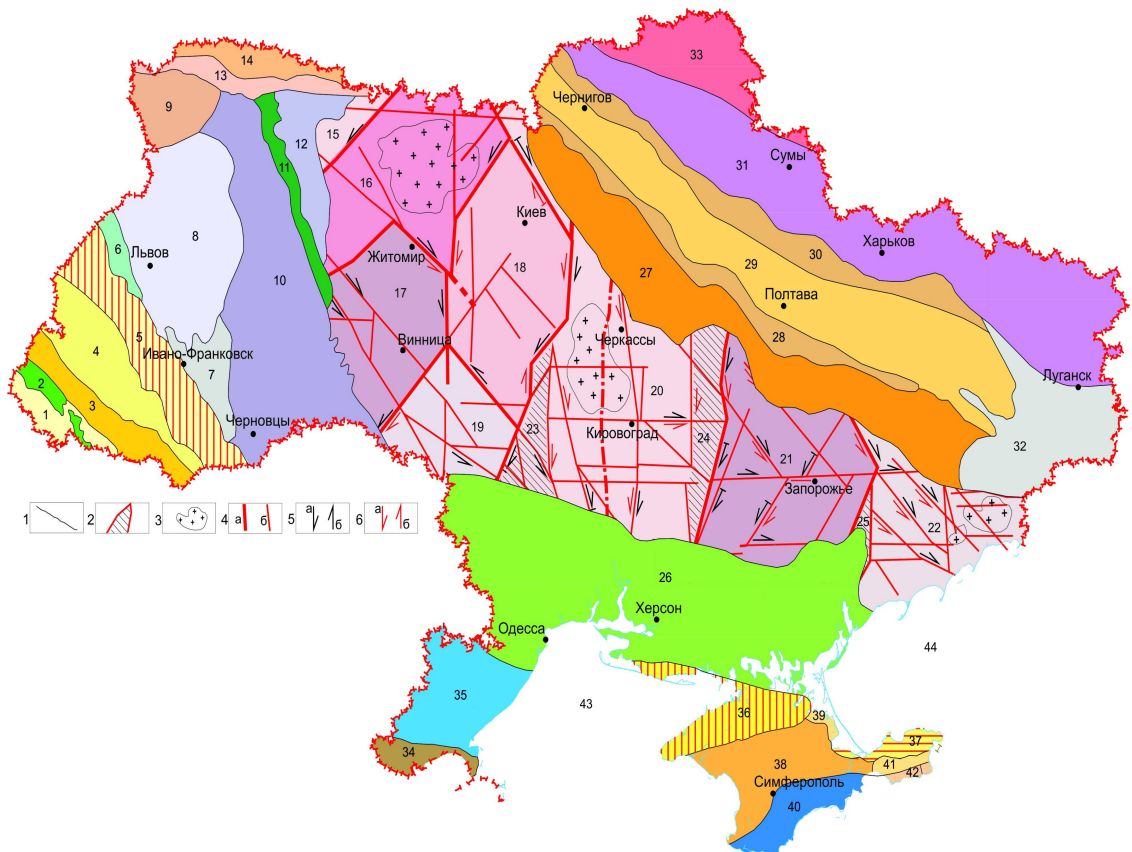
Таким чином, кордон СЄП на заході України утворюється передовою насувною дислокацією Львівського палеозойського прогину, відображеною в фундаменті Белз-Балучинським розломом та субмеридіональною гілкою Устилуг-Рогатинського лінеаменту і Рава-Руським насувом на південний схід.

Південним кордоном СЄП слугує система глибинних розломів з вертикальною амплітудою 3-5 км, яка відділяє її від молоді Скіфської плити

з байкальським, герцинським та кіммерійським фундаментом. Її осадовий чохол складають комплекси від венду до кайнозою, ускладнені кімерійською (германотипною) складчастістю та магматизмом середньо-верхньопалеозойського та нижньо-мезозойського віку. У Західному Причорномор'ї південним кордоном складає Цигансько-Чадирлунгська система розломів, яка простягається до Одеського розлому. На південь від нього до Кагульсько-Ізмаїльської системи розломів розташовується область ранньобайкальської консолідації західного Переддобруджського сегменту Скіфської плити. У його межах утворені виступи ранньобайкальського цоколю (Орехівський, Суворовський) на тлі глибокого залягання фундаменту (6,0-10,0 км), з магматичними комплексами середнього палеозою-раннього мезозою і дислокаціями осадового чохла, схожими на західну частину Львівського палеозойського прогину. Фундамент складений рифейськими кристалічними сланцями і гранітоїдами, що їх проривають, подібними до метаморфічних комплексів Центральної і Північної Добруджі.

На схід від Одеського розлому південний кордон СЄП проходить уздовж глибинного розлому в акваторії Чорного моря та Каркінітської затоки, що обмежує район розвитку карельських та давніших складчастих комплексів. Далі він перетинає Перекопський перешийок в районі м. Генічеська, де дорифейський фундамент перекритий теригенними молосоподібними товщами пермо-тріасу і юри. В акваторії Азовського моря кордоном між різновіковими платформами є Південно-Бердянський розлом.





**Рисунок 4. Тектонічне районування території України.** (Тектонічна карта України. 1: 1 000 000. Ред. С.Круглов. Частина I. Пояснювальна записка, Київ,2007]. Регіональні геоструктури:

**I. Західноєвропейська молода платформа (1-6)**

**Українські Карпати (1-4):** 1-Закарпатський внутрішній прогин, 2-Вигорлат-Гутинська вулканічна зона; 3-Мармароський масив, зона скель та внутрішні флішові покриви, 4-зона Кросно та Скибова (тектонічних покривів);

**5-Передкарпатський передовий прогин,**

**6-Рава-Руська мобільна зона.**

**II. Східноєвропейська стародавня платформа (7-31,33):**

**Волино-Подільська плита (7-Боянецький прогин, 8-Львівський палеозойський прогин, 9-Ковельський виступ, 10-Волино-Подільська монокліналь, 11-Волинські трапи, 12-Волино-Поліський прогин, 13-Північноукраїнська горстова зона, 14-Поліська сідловина).**

**Український щит (15-Волино-Поліський плутонічний пояс, мегаблоки: 16 - Волинський, 17 -Подільський, 18 -Росинський, 19 -Бузький, 20 -Інгульський, 21 - Середньопридніпровський, 22 -Приазовський, складчасті (сутурні) зони: 23-Голованівська, 24-Інгулецько-Криворізька, 25-Оріхово-Павлоградська);**

**26-Південноукраїнська (Азовська) монокліналь.**

**Дніпровсько-Донецька палеорифтова западина -інверсований авлакоген (27-південний борт, 28 -південна прибортова зона, 29-осьова зона, 30-північна прибортова зона, 31 -північний борт);**

**32-Донецький складчастий пояс.**

**33-Воронізька антеккліза (кристалічний масив).**

**III. Скіфська молода плита (34-39):**

**34 -Нижньопрутський виступ,**

**35 -Переддобрудзький прогин,**

**36-Каркінітський прогин,**

**37-Індольський прогин,**

**38- Центральнокримське підняття,**

**39 - Азовський вал;**

**Гірсько-складчаста споруда Криму (40-42-тектонічні покриви):** 40 -Таврійський та Яйлинський, 41-Владиславівський, 42 -Краснопільський.

**43-Північно-західний шельф Чорного моря;**

**44- Акваторія Азовського моря.**

**КОНТРОЛЬНІ ПИТАННЯ:**

1. Які геоструктури на території України розташовані у платформних областях?
2. З яких малих літосферних плит складається дорифейське кратонне ядро СЄП?
3. У межах якої геоструктури на денну поверхню виходить дорифейський фундамент?
4. Якого віку консолідації молоді Західноєвропейська платформа та Скифська плита?
5. Якого віку консолідації стародавня Східноєвропейська платформа та Сарматська плита?
6. Які літо-стратиграфічні комплекси утворюють два головних структурних поверхи платформного осадового чохла на території України?
7. Які три найкрупніші тектонічні структури виділяються у платформному осадовому чохлі?
8. Як трасується західний кордон СЄП?
9. Як трасується південний кордон СЄП?
10. Яка регіональна геоструктура утворює кордон СЄП на заході України?
11. Які регіональні геоструктура утворюють кордон СЄП на півдні України?

### ТЕМА 3

#### Тектонічна природа Українського Щита

Український докембрійський кристалічний щит (УЩ) як регіональний геотектонічний елемент Європи ("Українська кристалічна смуга") відомий з середини ХІХ сторіччя. Наразі УЩ вважається "підняттям кристалічного фундаменту Східноєвропейської платформи (СЄП)". І насправді, на його території на денну поверхню або близько до неї виходять докембрійські магматичні, метаморфічні та метасоматичні комплекси порід. Утворювані цими комплексами геологічні структури простягаються далеко за його межі, але перекриті під потужним осадовим чохлам. Наприклад, залізородні формації Криворіжжя продовжуються на північ в межі залізородного басейну відомого як «Курська магнітна аномалія» на території Воронезького кристалічного масиву. Виникає питання щодо структурного статусу і тектонічної позиції УЩ у сучасній структурі СЄП: чому саме ця частина докембрійського кристалічного фундаменту є піднятою, хоча на відміну від багатьох інших щитів світу частково перекрита кайнозойським чохлам?

УЩ - це територія виходів докембрійського цоколю СЄП на денну поверхню. На Сарматській плиті структура кристалічного масиву простягається 1000 км смугою шириною до 250 км з північного заходу на південний схід при загальній площі понад 130 тис. км<sup>2</sup>. Через те, що докембрійські складчасті комплекси на більшості його території УЩ перекриті кайнозойськими відкладами, що залягають моноклінально, а на флангах поступово занурюються під осадовий чохлам палеозою та мезозою, його кордон прийнятий умовно за ізогіпсою поверхні фундаменту –300 м. Найпоширенішою формацією мезозою, що вкриває схили щита, є мілководно-морська (шельфова) крейдяно-мергельна формація пізньої крейди. У Європі вона смугою простягається від Західного Каспія до Великої Британії, на теренах України її ширина досягає 500–600 км. На УЩ ці карбонатні відклади присутні лише на його схилах і відсутні у центральній частині, тому на палеогеографічній карті крейдового віку територія щита має вигляд острова серед карбонатного шельфу.

Геологічну будову плитного осадового чохла стародавньої СЄП ускладнюють пізньокімерійські складчасті структури ларамійської (післяпізньокрейдяної–доолігоценної) фази. Північний кордон їх розповсюдження на території України трасується уздовж лінії мм. Чернігів – Лисичанськ. На території Західноєвропейської плити ларамійські деформації повсюдно розвинуті у позаальпійських регіонах. Вони охоплюють майже всю територію Європи - від Передкавказзя до Великої Британії, утворюючи кутове неузгодження між складчастим мезозоєм та нескладчастим кайнозойським чохлам. Вважається, що ларамійські деформації Європи утворились через колізійні рухи північно-західної вергентності протягом об'єднання мікротерейнів - палеоконтинентів Тетіс з південною околицею Євразійського континентального масиву на стадії закриття океану (рис. 1). Внаслідок деформацій сформувався ларамійський комплекс тектонітів, що перетинають

верхню крейду і усі ранішні осадові комплекси і перекриваються підшоною кайнозою з розмивом і без зміщень.

Комплекс ларамійських тектонітів має сітчасту структуру, у комірках якої розміщуються тектонічні блоки з порушенням, у тому числі складчастим, заляганням мезозойського комплексу. Денудована поверхня таких блоків перекрита моноклинальним чохлаом кайнозойських відкладів з утворенням регіонального кутового неузгодження між мезозоем та кайнозоем. На УЩ у підшві кайнозою, як і у інших регіонах розвитку ларамійської складчастості, сформувалися розмив з кутовим неузгодження. Синхронно у парагенезі з комплексом тектонітів на території України сформувався ларамійський комплекс метасоматитів (аргілізитів, березитів), який у Східній Україні утворює ларамійську металогенічну провінцію ртутно-поліметалічної (з золотом) спеціалізації.

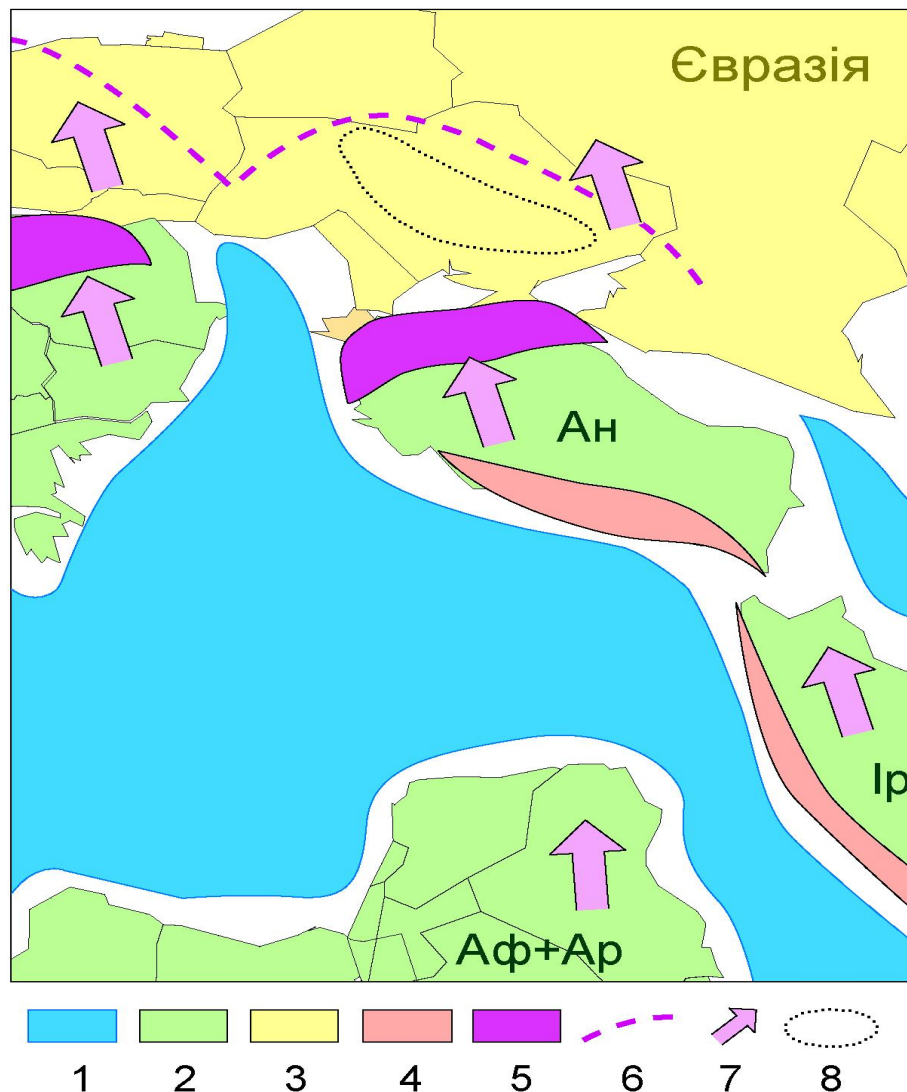


Рис. 1. Схема колізійних деформацій ларамійської фази.

1 - океанічні плити; 2 - "гондванські" континентальні фрагменти (Аф+Ар - Африкано-Аравійський, Ір - Іранський; Ан - Анатолія); 3 - Євразія; 4 - активні континентальні околиці та енсїалічні острівні дуги; 5 - зони максимальних складчастих деформацій; 6 - північна

межа ларамійської складчастості у Євразії; 7 - напрям відносних рухів плит; 8 - територія Українського щита.

Ларамійська складчастість Європи охоплює схили УЩ, проте деформації мезозою в цілому незначні. Існує також протиріччя в уявленнях про утворення крейдово-мергельної формації. Велика територія розвитку мілководних карбонатних фацій верхньої крейди та їх фаціальна витриманість (крейдяний склад) суперечить можливому існуванню всередині їх структури суходолу у вигляді палеоострова, складеного *силікатними* породами. Знесення кристалічних порід з поверхні острова площею понад сотні тисяч км<sup>2</sup> через ерозію та абразію привели би потужного силікатного літогенезу на оточуючому шельфі, чого у витриманому карбонатному складі крейдово-мергельної формації не спостерігається. На карті докайнозойських геологічних утворень України простежується північний кордон ларамійської складчастої області, на північ від якого зникає мезозойська складчастість (рис. 2) і неузгодження у підосві кайнозою (рис. 3).

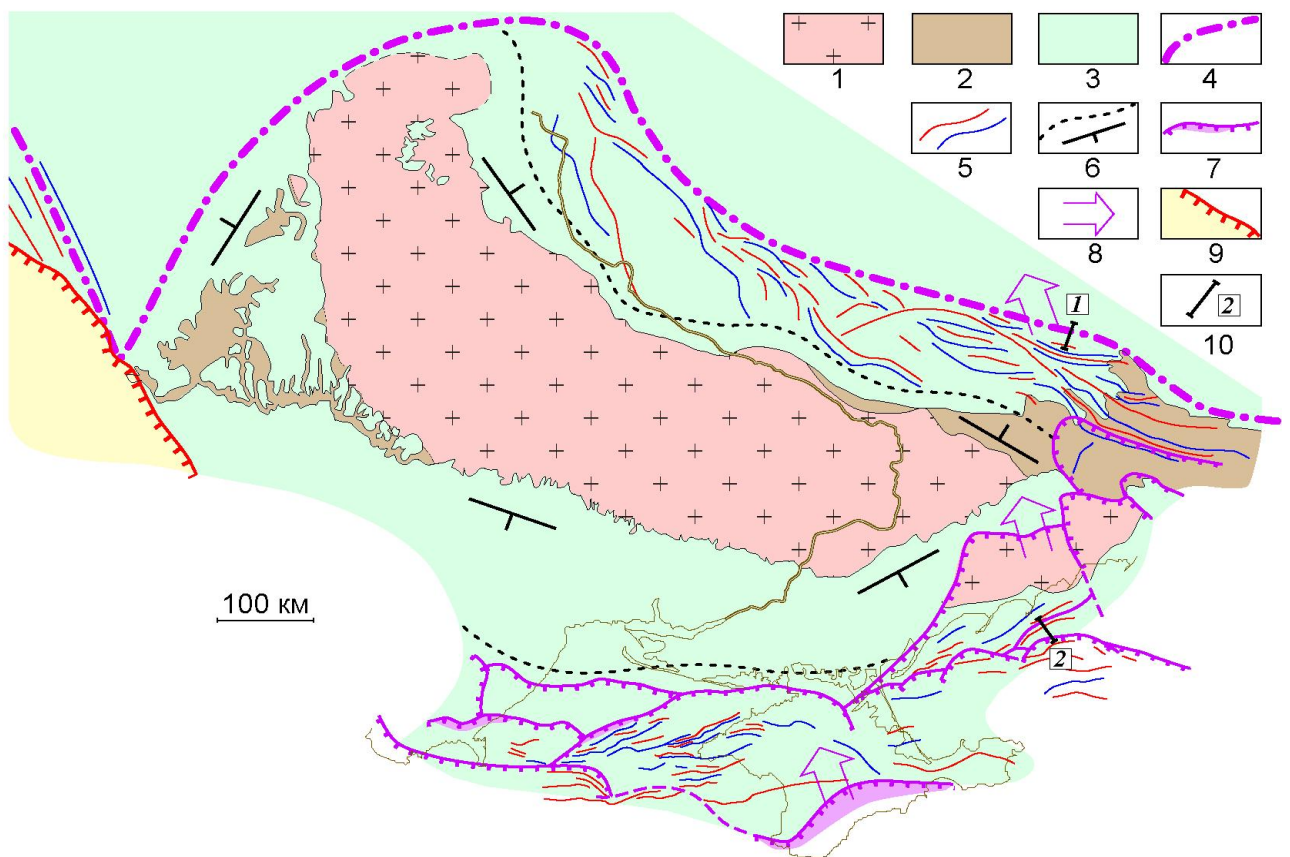


Рис. 2. Тектонічна позиція Українського щита

1 – виходи докембрійських порід під підосві кайнозою; 2 – палеозойські відклади; 3 – мезозойські відклади; 4–7 – область ларамійської складчастості: 4 – зовнішня границя ларамійської складчастої області; 5 – вісі складок мезозойських відкладів: антиклінальних (червоні) та синклінальних (сині); 6 – приблизна границя серединного масиву та напрямком нахилу осадового чохла на ньому; 7 – насуви та меланжеві зони ларамійського віку; 8 – вергентність ларамійських тектонічних рухів; 9 – зовнішня границя аттичної складчастої області Карпат; 10 - розміщення геологічних розрізів, показаних на рис. 3 і 4.



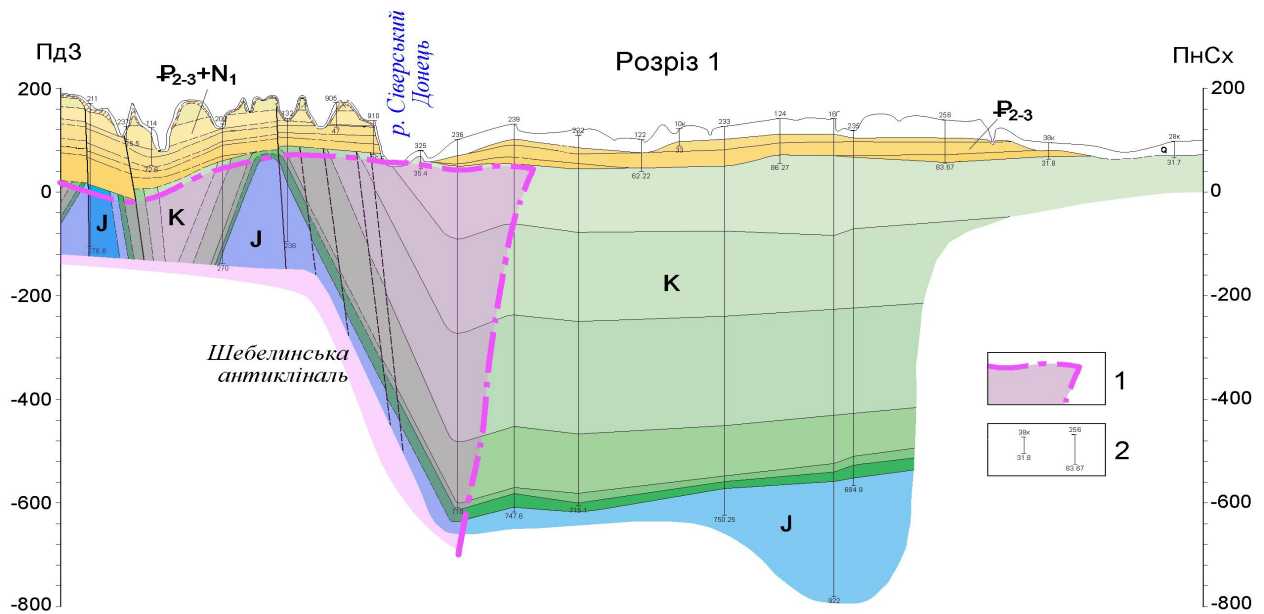


Рис. 3. Північний кордон ларамійської складчастої області [26]

1 - ларамійська складчаста область; 2 -картувальні свердловини. Вертикальний масштаб збільшено відносно горизонтального у 40 разів. Розміщення розрізу - на рис. 2.

Південніше кордону ларамійської складчастої області розвинута смуга лінійних та брахіформних складок північно-західного простягання довжиною у десятки – сотні км, амплітудою 1–2 км. Ларамійська складчаста смуга шириною 100 км перетинає наскрізь територію України, обмежуючи УЩ з північного сходу. На схилах щита складчасті деформації згасають і мезозойський комплекс залягає моноклінально. У південно-західній частині Донецького складчастого поясу (ДСП), з наближенням до Приазов'я ларамійські складчастість також зникає і тут утворилася серія дугових насувів північно-західної вергентності (Селідівський, Центральний, Добропільський та ін.). У розділених ними тектонічних блоках лишаються релікти герцинської складчастої споруди Донбасу.

На північному фланзі Приазовського кристалічного масиву за ларамійськими насувами сформувалися ансамблі блоків кристалічного фундаменту, насунутих на південну околицю складчастого Донбасу [6] та південний схил Конксько-Ялинської улоговини УЩ, заповнену крейдовими відкладами [19, 20].

На Півдні, на шельфах Чорного, Азовського морів та у Північному Криму сформувалися ларамійські (післякрейдові – докайнозойські) насуви та лінійні складки субширотного простягання та північно-західної вергентності (рис. 4). Амплітуда окремих насувів сягає 8–10 км, принасувних складок 1–2 км.

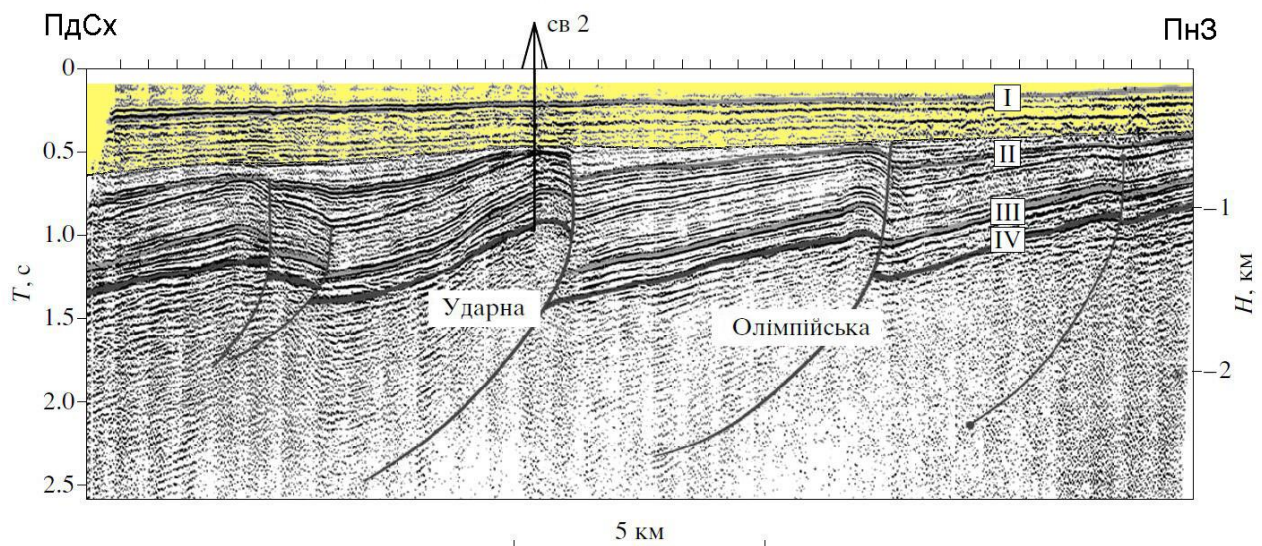


Рис. 4. Ларамійські складки та насуви в акваторії Азовського моря [33]

Положення цього сейсмогеологічного розрізу показано на рис. 2. Жовтим позначені еоценові та більш молоді відклади. Підписані назви атиклінальних складок. Чітко видно кутове неузгодження у підшві еоцену.

Складчасто-насувна зона Причорномор'я розвинута від устя Дунаю наскрізь Азовське море до Західного Кавказу. Смуга складок та насувів шириною 150–200 кілометрів [33, 35, 39] облямовує з півдня південний схил УЩ (рис. 2). У сучасній структурі ці ларамійські складки та насуви перекриті кайнозойськими відкладами (рис. 4).

У Гірському Криму ларамійські деформації ще посилюються, складки та насуви змінюються широкими та протяжними меланжевими зонами [39], уздовж яких дислоковані блоки насунуті на північний захід [6, 9, 18, 30].

Отже, розподілу ларамійських деформацій притаманна структурна диференціація. На тлі закономірного зростання інтенсивності деформацій на південь на території УЩ утворилася область відсутності мезозойської складчастості. Структура УЩ оминається смугами розвитку складок та насувів з північного сходу, сходу та півдня (рис. 1). Подібні великі, не дислоковані геоблоки у межах складчастих областей утворюють структури *серединних масивів*.

Серединний масив УЩ у межах ларамійської складчастої області на території України має вигляд видовженої антеклізи субширотного простягання. Крила антеклізи складені осадовими породами палеозою та мезозою і мають пологі кути нахилу (перші градуси). Західне крило антеклізи перекривається молодшими за віком насунутими покривами Карпатської гірсько-складчастої споруди аттичного (післяміоценового) віку.

В ядрі антеклізи з-під мезозойського та палеозойського осадового чохла виходять докембрійські метаморфічні та магматичні породи фундаменту. Таким чином, сучасній геологічній статус УЩ - це кристалічне ядро антеклізи серединного масиву, що виокремився у складі ларамійської складчастої області. Саме ларамійська складчастість сформувала цю антеклізу, про що



опосередковано свідчить асиметрична будова антеклізи. Її північне крило значно вужче і крутіше за південне, що свідчить про північну вергентність структуроформуючих рухів, притаманну ларамійським деформаційним обстановкам [4–10].

Впродовж пізньо-крейджанської платформної стадії, до початку ларамійської фази складчастості, територія щита була вкрита суцільним мілководним шельфом з карбонатною седиментацією. Майбутній УЩ був перекритий крейдою повністю.

У палеоцені внаслідок підняття території протягом ларамійської фази тектонічної активізації утворився острівний суходіл. У його межах через денудацію крейджанської товщі оголився кристалічний цоколь і сформувалося ядро платформної антеклізи. Протягом ларамійської фази територія щита зазнала підйому з виходом в область ерозійного руйнування крейджанського чохла у ядрі антеклізи, що тоді формувалася. Через повний розмив крейди в апікальній частині антеклізи у палеоцені всередині морського карбонатного шельфу утворився острівний суходіл, складений на поверхні кристалічними породами фундаменту.

Внаслідок утворення великого острова посеред шельфу в умовах субтропічного клімату зі зміною карбонатної на теригенну уламкову седиментацію повністю змінився стиль літогенезу в цій області СЄП. Карбонатні породи крейди з ядерної частини антеклізи були еродовані повністю, залишившись лише на її крилах. На поверхню вийшли силікатні породи докембрію, що їх підстиляли. Формування зрілих кір вивітрювання цих силікатних порід з наступною їх денудацією обумовили специфічні риси літології і корисних копалин кайнозойського комплексу України. Накопичувалися скляні кварцові піски, вторинні каоліни, глауконіт, фосфорити, руди марганцю, прибережно-морські розсипи важких мінералів, бурштину тощо. На острівному суходолі сформувався Придніпровський буровугільний басейн.

Протягом руйнування цього острова на стадії загального занурення території його кристалічне ядро було перекрите малопотужними прибережно-морськими відкладами кайнозою. Внаслідок пізньоальпійських рухів протягом аттичної фази складчастості відбувся розмив кристалічного ядра антеклізи і на території України сформувався кайнозойський осадовий комплекс зі специфічною мінерагенічною спеціалізацією.

Північний кордон ларамійських деформацій простягнувся уздовж північного борту ДДЗ. За цією межею, на південних схилах Воронезького кристалічного масиву північне занурення субмеридіональних докембрійських структур УЩ перекривалося палеозойськими, мезозойськими та кайнозойськими слабо дислокованими відкладами платформного чохла СЄП. Причому, на відміну від УЩ кристалічний фундамент платформи на теренах ВА не зазнав деформацій ларамійськими рухами і не виходив на денну поверхню, що притаманне структурі антеклізи. Таким чином, через обмеженість ларамійських деформацій з півночі, північне продовження цоколя Українського щита на теренах Воронезького кристалічного масиву було

перекрите фанерозойским осадовим чохлам. Тому, на відміну від УЩ, цей масив залишився у структурному статусі антеклізи.

Формування Альпійського складчастого поясу вплинуло на структурну еволюцію земної кори УЩ. На схід від Карпат альпінотипні деформації викликали підйом території з формуванням Подільської та Придніпровської височин. Найінтенсивніше вони проявились у східній частині щита, де сформувалися Донецький кряж та Приазовська височина. Водночас зниження рівня Світового океану та регіональні зледеніння у пліоцені привели до підйому та осушення платформного осадового басейну та посилення денудаційної діяльності на теренах СЄП. Через це сучасні річкові та яружно-балкові ерозійні сітки на території УЩ перетинають весь кайнозойський осадовий чохол, оголюючи докембрійський цоколь. Внаслідок тривалої еволюції континентальної земної кори на південній околиці СЄП сформувалася сучасна структура щита як "область, де на поверхню виходять метаморфічні породи".

### **Контрольні питання:**

1. Якими є структурні прояви ларамійської фази складчастості на теренах Європи?
2. Якими є структурні прояви ларамійської фази складчастості на теренах України?
3. Які палеогеографічні умови існували у пізній крейді на теренах УЩ?
4. Які палеогеографічні умови існували у палеоцені протягом ларамійської фази платформної тектонічної активізації?
5. Якими є структурні прояви пізньоальпійських рухів протягом аттичної фази складчастості?
6. Які риси літогенезу обумовили формування на території України кайнозойського комплексу відкладів зі специфічною мінерагенією?
7. Який структурний статус і тектонічну позицію має УЩ у сучасній геологічній структурі СЄП?
8. Який структурний статус і тектонічну позицію має Воронезький кристалічний масив у сучасній геологічній структурі СЄП?

## ТЕМА 2

### УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ

Український щит (УЩ) входить до складу Сарматської плити - стародавнього кратонного граніт-гранулітового ядра Східно-Європейської платформи (СЄП). Це горстова геоструктура, утворена у складчастому, метаморфізованому докембрійському, кристалічному фундаменті платформи, спорадично перекрита кайнозойськими осадовими відкладами незначної потужності, що моноклинально залягають на його глибоко денудованій поверхні. УЩ в контурах виходу докембрійських утворень на денну поверхню має площу 136 тис. км<sup>2</sup> при загальній площі 256 тис. км<sup>2</sup>.

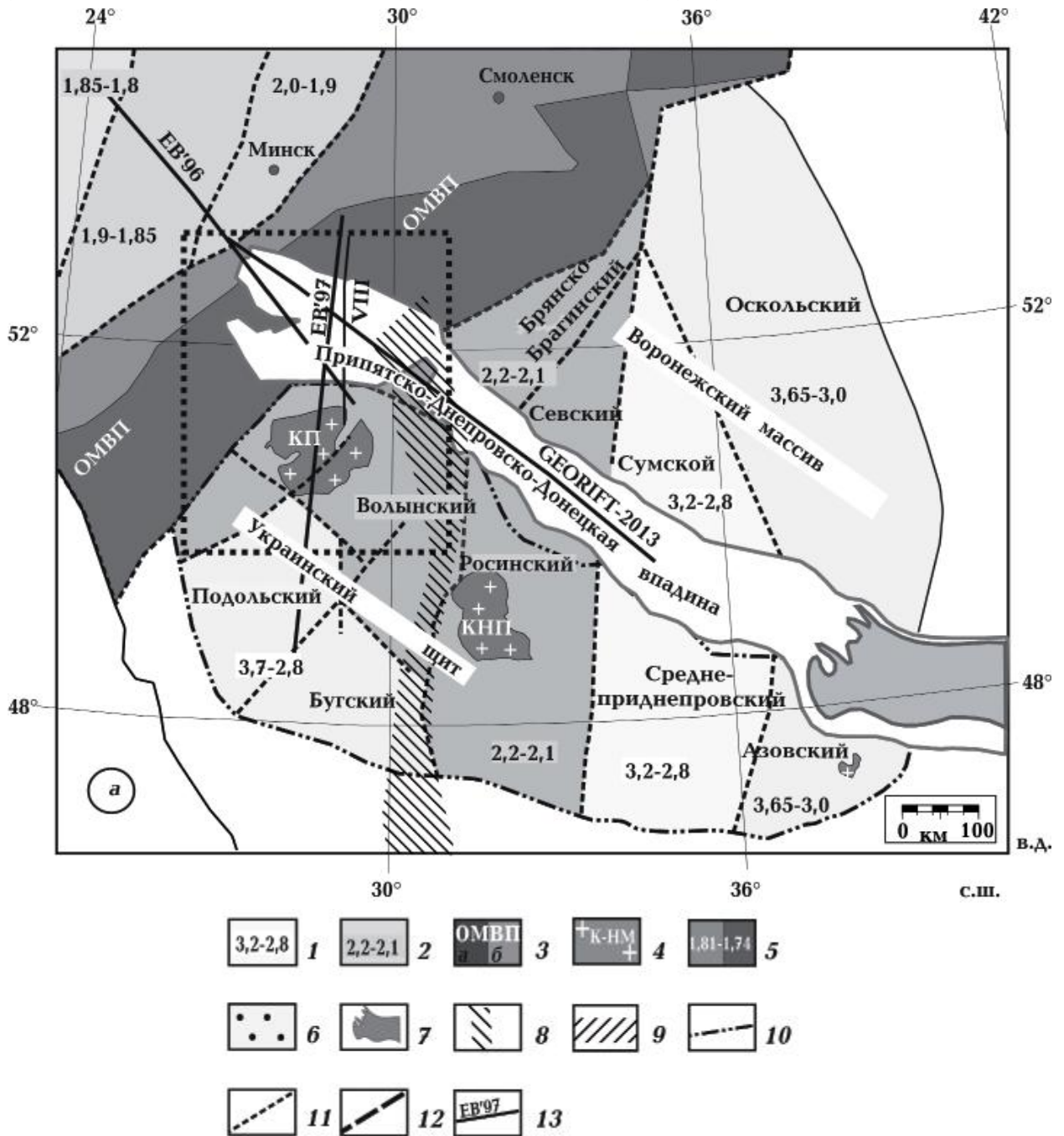
Як самостійний геотектонічний елемент УЩ був виділений у XIX ст. О. Карпінським (1894 р.) під назвою Український кристалічний масив. Пізніші визначення: Українська кристалічна плита (Д. Соболев, 1939 р.), Азово-Подільський горст (А. Архангельський, 1948 р.), Українська кристалічна смуга (І. Чебаненко, 1966) .

Системи крайових розломів УЩ складені типовими для горстових структур скидами та зсуво-скидами як: на півночі це Південно-Прип'ятський і Північно-Ратнівський, на заході — Рівненський, на південному заході — Придністровський, на півдні — Північно-Таврійський. Північно-східний крдон щита складає система кулісно сполучених розломів (Козелецько-Яготинський, Золотоношський та Черкасько-Павлоградський) (Рис. 1).

Внутрішня будова УЩ поєднує стародавні складчасті блокові структури і міжблокові шовні (сутурні) зони, що їх наразі з'єднують. Розривні порушення УЩ розділені на три групи: а) глибинні коро-мантіїні розломи, що розмежовують геоблоки і тектонічні блоки першого порядку (Тальнівський, Саркінсько-Варварівський, Первомайсько-Трактемирівський, Криворізько-Кременчуцький, Тетерівський); б) глибинні корові розломи, що обмежують блоки нижчих порядків (Поліський, Придністровський, Троянівський, Інгuleцький, Хмельницький), в) дрібніші внутрішньоблокові розломи.

Морфологія розривних порушень досить різноманітна: це широкі смуги концентрації розривів (деформаційні зони сколювання), вузькі зони складчастості, мезотріщинуватості, мілонітизації, катаклазу, брекчіювання, метаморфізму та тріщинного магматизму. Серед них виділяються розломи зумовлені напруженнями стиснення (підкиди та насуви), розтягнення (скиди та розсуви) та горизонтального зсування (зсуви-трансформи). Вік формування

розривних порушень також різних. Найбільш давніми є субмеридіональні розломи, що закладалися в археї, коли почали формуватися складчасті



**Рисунок 2. Схема тектонічного районування Українського щита**

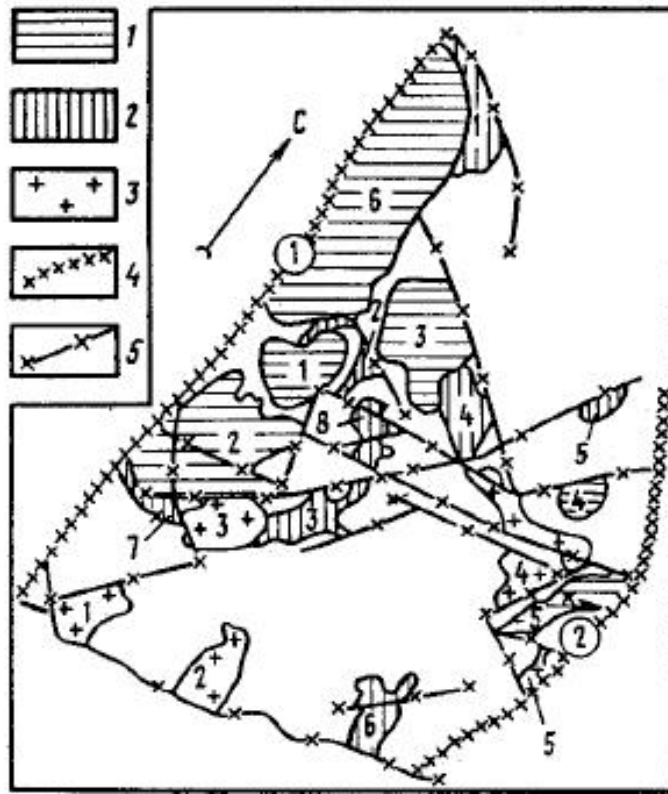
1 — архейська кора (вік, млрд р.), 2 — палеопротерозойська кора (вік, млрд р.),  
 3 - Осницько-Мікашевицький вулканоплутонічний пояс (ОМВП) (2,0-1,95) - палеопротерозойська кора (а), середньо- та нижньокорові сегменти ти пояса (б), 4 - анортозит-рапаківі-гранітні плутони; 5 — Коростенський плутон (граніти рапаківі та габро-анортозити) (1,81—1,74); 6 - Овруцька грабен-синкліналь; 7 - Донецька складчаста споруда; 8 - шовна зона Одесса-Гомель; 9 - шовна зона Брест-Прип'ять; 10 – кордони Українського щита; 11 – головні розломи; 12 - розломи, що обмежують Прип'ятський прогин; 13 - сейсмічні профілі. Скорочення: КП - Коростеський плутон, КНП - Корсунь-Новомиргородський плутон, БВ – Брагінський виступ.

структури досвекофенно-карелід. Інші зазнавали активізації у протерозої та палеозої (Центрально-Приазовський, Криворізько-Кременчуцький, Західно-Інгулецький, Придніпровський), розвиток інших обмежився раннім протерозоєм (Тетерівський, Немирівський). З утворенням цих розломів пов'язаний поділ УЩ на відносно геодинамічно самостійні складові елементи: відносно стабільні протоплатформні геоблоки фундаменту СЄП та мобільні складчасті шовні зони (вулканоплутонічні пояси), що їх з'єднують. Це Голованівська шовна зона, обмежена Тальнівським та Первомайсько-Трактемірівським правосторонніми скидо-зсувами; Оріхово-Павлоградська - відповідно Оріхово-Павлоградським і Азово-Павлоградським глибинними розломами. Активізація розломів пов'язана з тектонічними рухами раннього протерозою, коли закладались вулканоплутонічні пояси УЩ.

Виділяються три великі протоплатформні геоблоки (геоструктурні області) — Волино-Подільський, Центрально-Український (Інгульський або Росинський разом з Середньопридніпровським) та Приазовський, між якими розташовуються Голованівська та Оріхово-Павлоградська шовні зони («протогеосинкліналі» або вулканоплутонічні пояси). Ці геоблоки за системою розломів розбиваються на блоки першого порядку: Волино-Подільський - на Волинський, Подільський, Білоцерківський, Сокирянський; Центрально-Український — на Інгульський (Росинський) та Середньопридніпровський, між якими розташовується Західно-Інгулецька шовна складчаста зона, Приазовський - на Західно- та Східно-Приазовський блоки, розділені між собою Центрально-Приазовською міжблоковою зоною. У свою чергу блоки першого порядку за системами розломів розділені на 17 блоків другого порядку, наприклад, Західно-Приазовський - на Вовчанський, Гуляйпільський та Андріївський. На кордонах геоблоків проявлені структурно-кутові незгоди, тому уздовж зон глибинних розломів (Немирівського, Тальнівського, Криворізько-Кременчуцького та Оріхово-Павлоградського) по різні їх боки спостерігається дисгармонія структур, що стикуються за даними розломами.

*Районування УЩ* базується на даних про особливості глибинної будови земної кори і літосфери, розподілі формаційних типів кристалічних порід, прояві у його межах складчастих структур і відбивається у характері магнітного, гравітаційного, хвильового полів. За характером складчастості найбільше відрізняється Придніпровський блок, обмежений із заходу та сходу відповідно Криворізько-Кременчуцьким та Оріхово-Павлоградським

глибинними розломами. Тут широко розвинені великі плагіограніт-мігматитові куполи та вали (Саксаганський, П'ятихатський, Криничанський), а також синклінальні та моноклінальні структури (Верховцівська, Чортомлицька, Конкська, Кобеляцька, Білозерська), що утворюють зеленокам'яні пояси (рис. 2).



**Рисунок 2.** Схема розташування складових структур Придніпровського блока

1 - плагіограніт-мігматитові куполи: 1 - Демури́нський, 2 — Саксаганський, 3 — Криничанський, 4 — Новоолександрівський, 5 — Камишеваський, 6 — П'ятихатський;

2- зеленокам'яні структури: 1- Кобеляцька, 2 — Верховцівська, 3 — Чортомлицька, 4 — Сурська, 5 — Дерезоватська, 6 — Білозерська, 7 — Широківська, 8 — Малософіївська;

3 - гранітні масиви: 1 - Чкаловський, 2 - Костянтинівський, 3 — Мокромосковський, 4-Щербаківський, 5 — Кам'яномогильський;

4- крайові розломи Придніпровського геоблока (цифри в колах): 1 - Криворізько-Кременчуцький, 2 - Оріхово-Павлоградський; 5 - внутрішньоблокові розломи

У межах Придніпровського геоблоку виділяються дві субмеридіональні смуги зеленокам'яних структур: західна (Верхівцівсько-Чортомлицька, що включає і Кобеляцьку структуру) та східна (Конксько-Білозерська), розділені між собою Сурським підняттям. Природа зеленокам'яних поясів пов'язана з палеопротинами, що закладалися на гранітно-гранулітовій корі, і мають

двоюрисну будову. Нижній структурний поверх, складений найдавнішими плагіограніто-гнейсами, є протофундаментом (супракрустальний комплекс), на якому розвиваються зеленокам'яні структури. Вони починали формуватися як шовні зони, що надалі зазнали тоналітового та гранітного діапїризму і метаморфізму, можливо пов'язані з утворенням островодужних структур, накладених на архейський протократонний фундамент.

Іншою є будова Інгільського (Росинського) і Волинського геоблоків. Особливістю Інгільського блоку є розвиток великих куполів, в ядрах яких розташовуються масиви гранітоїдів (Новоукраїнський, Богуславський, Кіровоградський, Вознесенський масиви). У східній частині Волинського блоку утворений великий Коростенський плутон, складений гранітами рапаківі. В західній розвинені дрібніші куполи і брахіантиклінальні складки, ускладнені масивами гранітоїдів кіровоградсько-житомирського комплексу, які утворюють структурні вали (Красногорсько-Житомирський, Новоград-Волинський вали) та антиклінорії (Шепетівський, Орнівський). Аналогами цих структурних форм у Приазовському блоці є крупні масиви лужних і сублужних гранітоїдів Кальміуцького і Єнальчицького масивів.

Особливий тип складчастості розвинутий у шовних та міжблокових структурних зонах. Це відносно невеликі за розмірами гранітогнейсові куполи і вали, ускладнені дрібними синклінальними і моноклінальними структурами, або брилами гіпербазитів стародавнього офіолітового фундаменту, що розділяються вузькими лінійними складками.

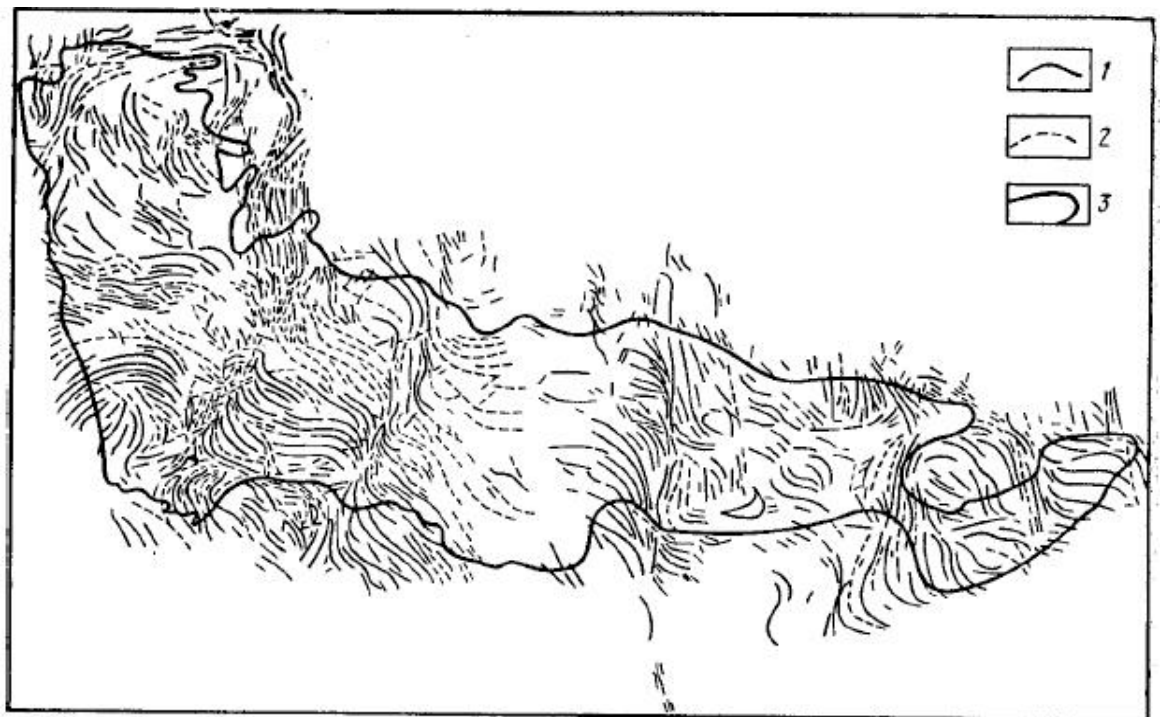
Геоблоки УЩ відрізняються також за формаційними типами порід. Придніпровському та Білоцерківському геоблокам властиві різною мірою метаморфізовані (від зеленосланцевої, рідше епідот-амфіболітової фації в першому з них, а в другому — до амфіболітової фації) осадово-вулканогенні «геосинклінальні» формації: спіліто-діабазова, кварц-кератофірова, залізисто-кремниста, моласова. У межах протоплатформних геоблоків, за винятком ділянок, що облямовують шовні зони, розвинені метатеригенно-карбонатні, а також магматичні формації — гранітова, гранітів рапаківі, калієвих гранітів, сублужних гранітоїдів пержанського типу та формації малих інтрузій. Залізисто-кремністі та ін. «геосинклінальні» формації, за винятком Центрально-Приазовської міжблокової зони, тут відсутні.

Геоблоки, шовні зони та окремі блокові структури УЩ відрізняються як за товщиною земної кори, так і будовою окремих шарів консолідованої кори. Товщина «гранітного» шару в межах щита коливається від 37 до 45 км, «базальтового» від 0 до 10 км при середніх їх значеннях 40 і 5,5 км. За цими



даними дуже відрізняються Кіровоградський та Приазовський геоблоки. В першому з них повністю відсутній «базальтовий» шар, в другому товщина консолідованої кори досягає 40 км, з яких 3 км належать «базальтовому» шару. У «протогеосинклінальних» зонах товщина "базальтового" шару зростає порівняно з «протоплатформними» блоками: в Оріхово-Павлоградській зоні вона досягає 10 км, в Голованівській - 30 км. Будову земної кори «протогеосинклінальних» зон відрізняє підвищені товщини консолідованої кори, зменшення коефіцієнта гранітоїдності, різке збільшення глибин залягання розділу Мохо, який характеризується тут аномально високими сейсмічними швидкостями.

Середня намагніченість блоків коливається від 180 до 660 СГС, при цьому максимальні значення встановлені у міжблокових шовних зонах (Білоцерковсько-Одеська 660, Голованівська 630, Оріхово-Павлоградська 500), яким властиве субмеридіональне простягання осей позитивних магнітних аномалій. У межах протоплатформних блоків, складених ранніми досвекофенно-карелідами, розвинуте мозаїчне поле через різноспрямоване, віялоподібне розташування позитивних і негативних магнітних аномалій, лінійні магнітні аномалії властиві блокам ранніх свекофенно-карелід.



**Рисунок 3.** Схема розташування осей магнітних аномалій Українського щита. Осі магнітних аномалій: 1 - позитивних, 2 – від’ємних; 3 – кордон УЩ

Блокова будова щита відбивається в гравітаційному полі, де протоплатформним елементам відповідають гравітаційні мінімуми. Найінтенсивніший з них пов'язаний до Корсунь-Ново-Міргородського плутону у Кіровоградському блоці. Подекуди в межах блоків фіксуються і гравітаційні максимуми (Подільський та західна частина Приазовського блоку), що обумовлено глибоким ерозійним зрізом і виходом на поверхню утворень, що зазнали високотемпературного метаморфізму. Розвиток протоплатформних блоків тривав довше за протогоосинклінальні зони, оскільки вони зазнавали наприкінці раннього і в пізньому протерозої тектоно-магматичну активізацію після замикання архейсько-протерозойської протогоосинклінали, синхронну готським та дальсландським деформаціям.

Структура УЩ сформувалася протягом декількох тривалих тектоно-магматичних циклів розвитку земної кори та супутніх їм складчастостей протягом архея-протерозоя — досвекофенно-карельської, карельської, готської та дальсландської. Тектонічні процеси раннього та пізнього архея відрізнялися, що виразилося у формаційному складі та структурних формах геоблоків. У фундаменті СЄП поєднуються два типи структурних областей — граніто-зеленокам'яний та грануліто-гнейсовий, з перевагою останнього. Ранні досвекофенно-кареліди є найдавнішими складчастими комплексами у складі Подільського, Придніпровського та Приазовського блоків. Це метаморфізовані осадові та вулканогенно-осадові утворення Дністровсько-Бузької, Аульської, Західноприазовської серій в асоціації з ультраметаморфітами гайворонського та дніпропетровського комплексів, а також масиви основних та ультраосновних магматичних порід. Основні та ультраосновні породи дністровсько-бузької серії складають офіолітову асоціацію архея, ультраметаморфізм якої викликав утворення ендербітів та чарнокітів. Внаслідок тектонічних рухів цієї епохи сформувалися великі гранітогнейсові куполи і вали. У південній частині Подільського блоку це ендербіт-мігматітові вали (Войтовецький, Літинський, Летичівський), осі яких орієнтовані у північно-східному напрямку.

Далі на схід складчасті споруди ранніх досвекофенно-карелід збереглися у вигляді окремих виступів у синклінорії Голованівської шовної зони, що розділяє Волино-Подільський та Інгульський геоблоки. У південній частині синклінорія грануліто-базитовий фундамент розбитий на дрібні блоки через рухи по розломах, що активізувалися в ранньокарельську епоху. Брили ранніх досвекофенно-карелід роз'єднані вузькими синкліналями.

Ранні досвекофенно-кареліди розвинені також в Придніпровському блоці, у складі якого виділяють Криворізько-Кременчуцьку та Оріхово-Павлоградську синкліорні зони, розділені між собою Запорізьким серединним масивом, що вважається ядром архейської складчастості.

Аульський фундамент Придніпровського блоку утворює антиклінорій, складений ансамблем субширотних лінійних складок, гранітогнейсові куполи в ньому відсутні. Формування антиклінорія розпочалося близько 3500 млн років тому, про що свідчить вік найдавніших метабазитів.

У північній частині Приазовського блоку грануліт-базитовий фундамент утворює декілька купольних структур, складених плагіогранітами дніпровського комплексу першої фази досвекофенно-карельської складчастості віком 3200 млн. р.

Пізні досвекофенно-кареліди складають Центральну граніто-зеленокам'яну область СЄП, яка з усіх боків оточена гранулітовими блоками. Складчасті комплекси пізніх досвекофенно-карелід розвинені в Середньопридніпровській гранітозеленокам'яній області, де вони складені метаморфізованими осадово-вулканогенною конксько-верховцевською серією та інтрузивними масивами сурсько-струмівського гранітоїдного комплексу, а також дайками основних та ультраосновних порід. Типовими структурами пізніх досвекофенно-карелід Наддніпрянщини є субмеридіонально орієнтовані Базавлуцький та Конкско-Білозерський зеленокам'яні пояси, що контролюються зонами глибинних розломів. Базавлуцький зеленокам'яний пояс складається з Чортотлицького, Софіївського, Верховцівського та Кобеляцького синкліноріїв. Конкско-Білозерський пояс охоплює однойменні та Деризоватський синклінорій, розташований на північно-західному зануренні Українського щита. Між Базавлуцьким та Конкско-Білозерським поясами розташована Сурська зеленокам'яна структура. У склепінні Конкського синклінорія залягають залізисті кварцити, а на крилах породи спіліт-діабазової формації. Білозерський синклінорій, що знаходиться на південь від Конської структури, складають Західно-Білозерська антикліналь, Малобілозерська синкліналь, Південно-Білозерська та Північно-Білозерська антиклінали, Успенська синкліналь та Михайлівська антикліналь. У склепіннях антикліналей залягають граніти, мігматити, метаморфізовані кислі та середні ефузиви, що переходять на крилах у залізисто-кремністі, сланцево-піщані породи білозерської світи конксько-верхівцівської серії, а в синкліналях у метапісковики та сланці. Складки Білозерського синклінорія є переважно

ізоклінальними, асиметричними, перекинутими на захід з крутим падінням порід на схід під кутами 75—80°.

Складчасті структури пізніх досвекофенно-карелід розвинені також у Білоцерківському блоці, де вони складені метаморфізованими осадово-вулканогенними товщами верхньоархейської росинсько-тіківської серії та гранітоїдами звенигородського комплексу. Комплекси пізнього архею у синеклізних зонах утворюють лінійні синкліналі субмеридіонального простягання. Найбільші серед них Жашківська, Білоцерківська та Гайсинська складені метаморфізованими осадово-вулканогенними породами росинсько-тіківської серії. На більшій частині території внаслідок ультраметаморфізму вони перетворилися на гранітоїди звенигородського комплексу.

Серед інтрузивних комплексів заключної фази досвеко-фенно-карельської складчастості виділяються синтектонічні та посттектонічні магматичні утворення. Перші складають габро-діабазову, габро-перидотитову, і дуніт-гарцбургітову формації, що утворюють спільні вулканоплутонічні асоціації з коматіит-толеїтовими формаціями. Посттектонічні комплекси (токівські, мокромосковські, щербаківські та апліт-пегматоїдні) представлені калієвими гранітами, які складають великі тоналіт-плагіогранітові масиви, які мають активні контакти з товщами зеленокам'яного та метаосадового комплексу.

Карельські комплекси, представлені метаморфічними товщами та інтрузивами нижнього протерозою. Вони розділені на три групи, що відповідають першій і другій фазі ранньокарельської та пізньокарельській складчастості. Складчасті рухи цього циклу охоплювали значну частину території України та Молдови, через що були дислоковані всі ранішні комплекси і структури, а місцями перероблені повністю.

Складчасті структури першої фази ранньокарельської епохи поширені в усіх геоблоках УЩ, за винятком Придніпровського і шовних складчастих зон. Це лінійні складки північно-західного простягання, складені породами тетерівської, бузької, центрально-приазовської, інгуло-інгулецької та криворізької серій. У Подільському блоці утворилися граніти, мигматити, гранодіорити, габродіорити бердичівського та букінського комплексів.

У північно-західній частині УЩ комплекси ранніх карелід першої фази формують синклінальні (Тетерівську та Кочерівську та ін.) складки, складені породами тетерівської серії. Ці синкліналі з півночі облямовують Бердичівську антикліналь ранніх досвекофенно-карелід.

У Кіровоградському блоці осадово-вулканогенні породи інгуло-інгулецької серії також зазнали деформацій першої фази ранніх свекофенно-карелід, внаслідок чого були утворені Інгульський та Братський синклінорії, що мають відповідно субмеридіональне та північно-західне простягання.

Магматизм першої фази ранньокарельської складчастості проявився вторгненням інтрузій габро-діоритового букінського комплексу, яким сформовано однойменний плутон, Бражницький та дрібніші масиви. Вони мають січні контакти з структурами першої фази ранніх свекофенно-карелід. До другої фази ранньокарельської складчастості пов'язано формування Новоград-Волинської вулканічної западини. У Кіровоградському блоці відбувалася гранітизація інгуло-інгулецької серії з вторгненням синтектонічних Вознесенських, Новоукраїнських та Долинських гранітів. Прикладом є Новоукраїнський антиклінорій, який спільно з Корсунь-Новмиргородським плутоном пізнішого вторгнення сформував спільне підняття, що розділяє Братський та Інгульський синклінорії.

Ранні свекофено-кареліди складають Криворізько-Кременчуцький синклінорій. Породи криворізької серії тут зім'яті в круті ізоклінальні складки меридіонального простягання. Серед них виділяються Криворізька, Кременчуцька, Желторечинська синклінали, складені джеспілітовою формацією, метаморфізованою у зеленосланцевій фації.

На завершальному етапі ранньокарельської складчастості вторгалися пізньотектонічні граніти (боков'янські, верблюжанські, митрофанівські), що утворюють однойменні ізометричні масиви з січними контактами до структур першої фази ранніх свекофенно-карелід, а також інтрузій кіровоград-житомирського, осницького, приазовського чернігівського та дайкового комплексів.

На УЩ розвинена лінійна складчастість, формування якої пов'язане з пізніми карелідами гуляйпільської та осипенківської світ. Перша складає вузькі трогоподібні прогини в межах Приазовського блоку. Комплекси пізніх свекофено-карелід мають низький ступень метаморфізму і гранітизації.

Готський комплекс УЩ складаються з тіл гранітів-рапаківі та габро-анортозитів коростенського комплексу, а також лужних гранітів, сієнітів та нефелінових сієнітів східно-приазовського комплексу. Через плутоно-магматичні процеси та активізацією розломів радіально-кільцевої системи в інтервалі від 1750 до 1200 млн. років наприкінці карельської складчастості регіон перетворився на гірсько-складчасту країну.

У межах Волинського та Кіровоградського блоків внаслідок тектоно-магматичної активізації сформуувалися великі кільцеві структури - Коростенський та Корсунь-Новомиргородський плутони. Коростенському по поверхні Мохоровичіча відповідає підняття вздовж довгої осі структури. Товщина земної кори у районі підняття сягає 35 км. Плутони утворюють міжформаційні тіла, розташовані на околиці вулкано-плутонічного поясу - протоконтинентальної структури в межах Волинського та Кіровоградського блоків. З вміщувальними породами свекофенно-карелід тіла коростенських гранітоїдів мають активні контакти з проявами кремнелужного метасоматоза.

До пізньорогеного етапу активізації відносяться прояви лужного магматизму у Східному Приазов'ї у північній частині Оріхово-Павлоградської шовної зони (Терсянський масив) та у Вінницькому блоці (Проскурівський та Лукашівський масиви). Масиви лужних гранітів і сієнітів (Жовтневий, Кальчинський, Кальміуський і Єланчиковський) в межах Східно-Приазовського блоку утворюють прирозломні тріщинні інтрузії. Проскурівський, Луговський, Покрово-Киреївський масиви ультраосновних лужних порід також приурочені до зон розломів або до вузлів їх перетинів. Формування даних масивів свідчить про кратонізацію земної кори УЩ до кінця раннього протерозою, коли завершилася багатоетапна історію формування його склепіння.

До аналогів дальсландської складчастості на УЩ належать пізньопротерозойські комплекси платформної активізації, у формуванні яких значну роль відігравали процеси лужного метасоматозу в активізованих зонах глибинних розломів. Вони розташовані переважно на крайньому північному заході Волинського та на території Східно-Приазовського блоків. Пержанські метасоматити поєднують у своєму складі пержанські апограніти, хочинські граніти, львівківські, свірницькі метасоматити та вторинні кварцити. Вони складають масиви або лінзи у зонах розломів. Апограніти кам'яномогильського комплексу сформувалися у зонах розломів, що обмежують Центрально-Приазовську міжблокову зону.

На завершальному етапі дальсландської складчастості сформувався дайковий комплекс в межах Волинського та Східно-Приазовського блоків, складаений кислими, лужними і основними породам (альбітофіри, кварцові порфіри, діабаз). Структури комплексу січуть інтрузивні утворення коростенід, лужні граніти Східноприазовського комплексу та пержанські метасоматити.

Крім районів поширення структур досвекофенно-карельської, карельської, аналогів готської та дальсландської складчастостей на УЩ виділяються райони накладення та переробки цих давніх структур молодшими деформаціями у протерозої, палеозої, мезозої та кайнозої. Області переробки архейських структур ранньопротерозойською складчастістю розвинені як на протоплатформних блоках (Бердичівський, Гайсинський, Західно-Приазовський), так і в протогоєосинклінальних шовних зонах (Голованівська, Оріхово-Павлоградська). У Бердичівському та частково в Гайсинському блоках антиформні структури досвекофенно-карелід повністю перероблені ранньокарельськими складчастими деформаціями та пов'язаною гранітизацією. Ця область переробки обмежена північ від Сарненско-Варваровским, але в заході — Тетерівським глибинними розломами. На південь від цієї області купольні структури архейського грануліт-базитового протофундаменту зберегли первинне меридіональне простягання, тоді як у зоні переробки реліктові структури ранніх досвекофенно-карелід, так само як молодші складчасті комплекси, складені ультраметаморфітами бердичівського комплексу, мають північно-західне простягання.

У Західному Приазов'ї протягом другої фази ранньокарельської складчастості були перероблені ядра Салтичанського купола та Ремівської антикліналі. Пізніші комплекси складають замкові частини антиклінальних структур та представлені гранодіоритами, плагіомігматитами приазовського комплексу, формування яких пов'язане з процесами ультраметаморфізму порід грануліт-базитової основи архейського віку.

У шовних («протогоєосинклінальних») зонах переробка відбувалася протягом двох фаз ранньокарельської складчастості через активізацію рухів за глибинними розломами субмеридіонального простягання. У Голованівській шовній зоні, що розділяє Волино-Подільський та Центрально-Український геоблоки, складчасті споруди ранніх досвекофенно-карелід збереглися лише у вигляді окремих блоків. Переробка цієї подробленої основи на етапі формування свекофенно-карелід привела до утворення гранітоїдів бердичівського та кіровоград-житомирського комплексів, які «цементують» уцілілі брили грануліт-базитового цоколю. У північній частині Голованівської зони реліктові тіла ранніх та пізніх досвекофенно-карелід утворюють вузькі лінійні складки, орієнтовані згідно з простяганням Тальновського та Первомайсько-Трактемирівського розломів.



У межах Оріхово-Павлоградської шовної зони комплекси пізніх досвекофенно-карелід повністю перероблені ранньопротерозойською складчастістю, про що наочно свідчать виступи офіолітового фундаменту, що фрагментарно збереглися. Протягом першої фази ранньокарельської складчастості в осадово-вулканогенному комплексі центрально-приазовської серії сформувалися лінійні складки субмеридіонального орієнтування, узгодженого з простяганням обмежуючих зон розломів. Регіональний метаморфізм проявився тут у амфіболітовій та гранулітовій фаціях. На північ від Конкського розлому осі лінійних складок першої фази складчастості ранніх свекофенно-карелід плавно повертають на північний захід. Складки огинають Новопавлівський масив ультрабазитів, який є фрагментом давнішої неінверсованої антиклінальної структури. У межах Центрально-Приазовської міжблокової зони архейський грануліт-базитовий протофундамент у підвалині стародавнього трога повністю перероблений накладеною ранньокарельською складчастістю.

#### **КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ:**

1. Якому континентальному масиву належить УЩ?
2. З яких великих протоплатформних геоблоків складається УЩ?
3. Які блоки першого порядку утворюють протоплатформні геоблоки?
4. Які міжблокові шовні зони розділяють протоплатформні геоблоки?
5. Якими є основні риси будови Придніпровського геоблоку?
6. Якими є основні риси будови Інгульського геоблоку?
7. Якими є основні риси будови Волинського геоблоку?
8. Якими є основні риси будови Приазовського геоблоку?
9. Якими є структура (склад шарів) і товщини консолідованої земної кори великих геоблоків і головних міжблокових шовних зон?
10. Протягом яких тектоно-магматичних циклів розвитку земної кори та супутніх їм складчастостей сформувалася сучасна структура УЩ?

## ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКИЙ ПАЛЕОРИФТОВИЙ ПОЯС

Дніпровсько-Донецький палеорифтовий пояс (ДДП) є північно-західним сегментом Вала Карпинського - трансрегіонального мобільного пояса (Сарматсько-Туранський лінеамент), що простягається від Прип'ятського прогину до гірсько-складчастого Тянь-Шаню. ДДП утворений в тілі Сарматської плити – південної складової докембрійського кратонного ядра Східноєвропейської платформи (СЄП). Палеорифт перетинає її уздовж, розділяючи кристалічні масиви Воронежської антеклізи (ВА) на півночі та Українського щита (УЩ) на півдні (рис. 1). Специфічна тектонічна позиція ДДП біля рухомої околиці СЄП визначила те, що його геологічна еволюція відбувалася під впливом багаторазових тектонічних перебудов, ініційованих рухами океанічних плит палеоокеану Тетіс, тоді континентальних плит з півдня і з півночі через спрединг кори у Північноатлантичному хребті.

Рифтогенна структура ДДП закладалася на неоднорідному докембрійському кристалічному фундаменті Сарматської плити – південно-західної складової СЄП (рис. 1). На півночі його складають чотири геоблоки кристалічного масиву ВА (Брянський, Курський, Ливенсько-Воронезький, Розсошанський), які сгруповані у два мегаблоки (Брянський і Курський), що розділені Інгuleцько-Криворізько-Крупецькою шовною зоною. На півдні плиту складають п'ять геоблоків кристалічного масиву УЩ (Волино-Подільський, Росинський, Інгuleцький, Середньо-Придніпровський, Приазовський), що утворюють Західний і Східний мегасегменти-терейни, розділені тим самим тектонічним швом (рис. 1,2).

Авлакоген має триповерхову структуру, складену з ранньорифейського трога у підвалині, девонського внутрішньоплатформного палеорифта (авлакогена) Дніпровського грабена і накладених рзверха на них верхнепалеозойської надріфтової палеозападини - ДДЗ та мезозойсько-кайнозойської платформної синеклізи. Палеобасейни заповнені рифтовими і платформними комплексами осадових порід віком від середнього-пізнього девону до антропогену. Дніпровський грабен має північно-західне простягання і обмежується глибинними (коро-мантійними) крайовими розломами: північним - *Барановицько-Астраханським*, південним - *Прип'ятсько-Маницьким*, що досягають розділу Мохо. Уздовж них сформувалися уступи - плечі рифту, які контролювали у грабені седиментацію ранньорифейських і девонських рифтогенних відкладів. Структура грабену незгідно, майже ортогонально накладається на транс-регіональні тектонічні шви Херсон–Смоленськ і Донецьк– Брянськ та решту лінійних складчастих (сутужних) зон дорифейського цоколю Сарматії (рис. 2). Найбільшими є Одесько-Тальнівська, Кіровоградська, Західно-Інгuleцька, Криворізько-Кременчуцька, Верховцівсько-Льговська, Дніпродзержинська, Оріхово-Павлоградська, Приазовсько-Слов'яногірська трансрегіональні зони розломів

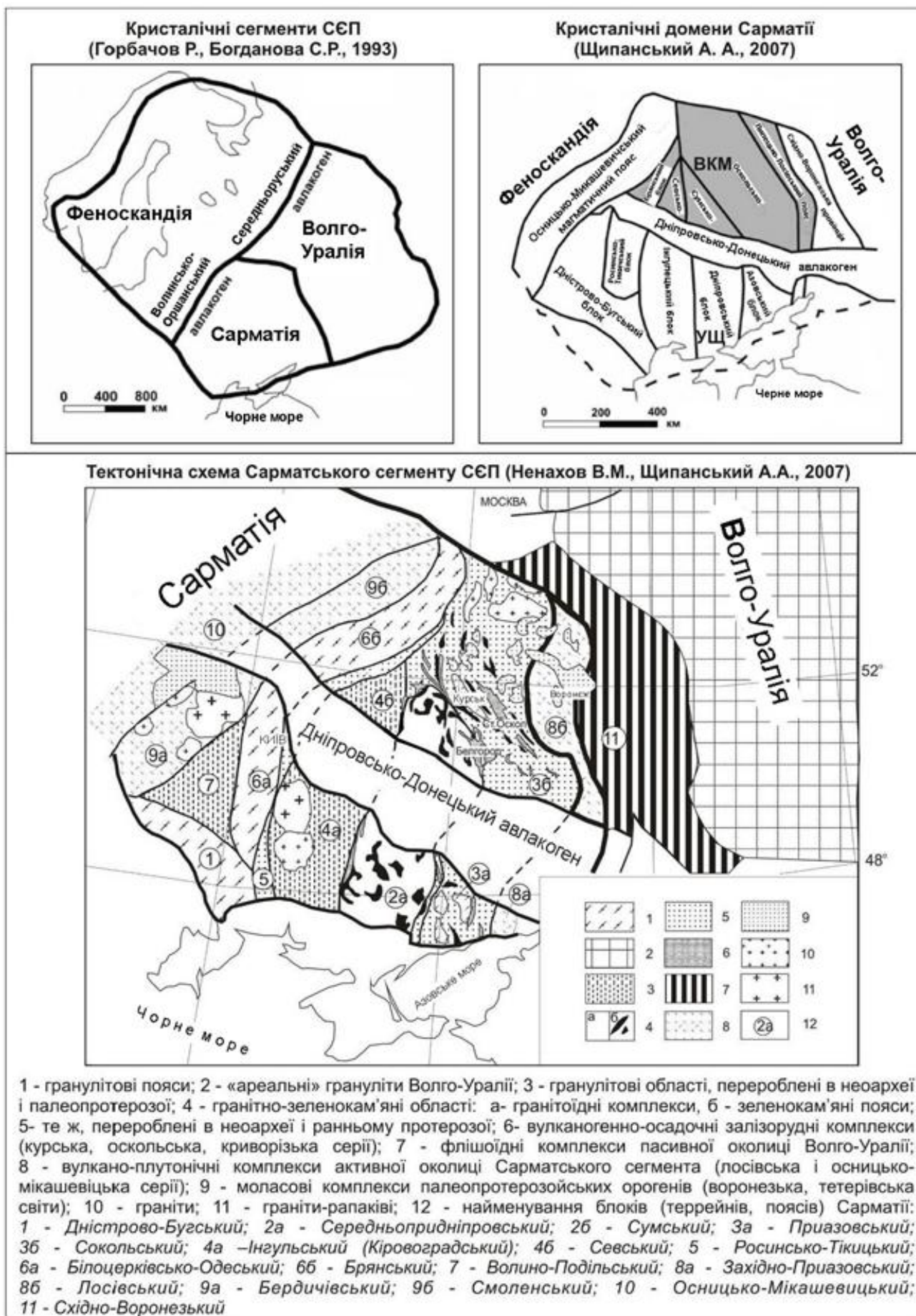


Рис. 1. Тектонічна схема докембрійського фундаменту Східноєвропейської платформи

та тектонічний шов Херсон – Смоленськ. Бічними межами Дніпровського грабену є Одесько-Тальнівський розлом, що відділяє його від Прип'ятського прогину на північному заході, і Центральноприазовсько-Слов'яногірська зона розломів, яка відокремлює його від Донецької складчастої споруди (ДСС).

У південно-східній частині ДДП (Ізюмський сегмент і Західно-Донецький грабен) та в межах ДСС рифейський грабен залягає на "базальтовому" шарі консолідованої кори, оскільки "гранітний" шар тут зруйнований протягом еволюції рифтогенної структури. Проте під Лохвицьким та Чернігівським сегментами Дніпровський грабен проявляється як єдиний структурний елемент, що підстеляється "гранітним шаром" кори.

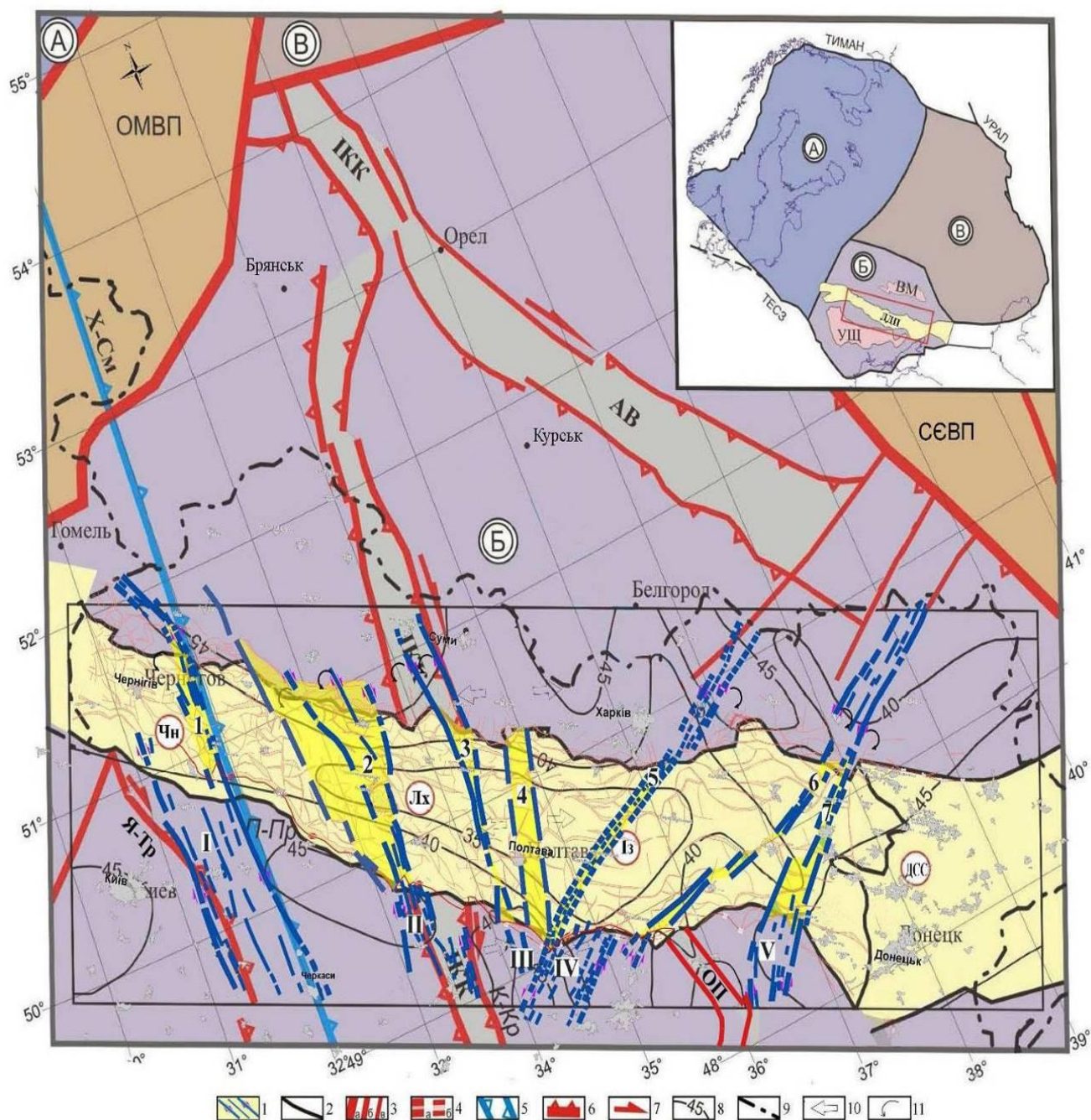
У Лохвицькому сегменті в Срібненській депресії у підвалині осадового чохла на кристалічному фундаменті за геофізичними даними залягає 7-8 км реліктова ранньорифейська рифтогенна товща метаморфічних порід овруцької серії. Далі на північний захід у межах Чернігівського сегменту до Чернігівсько-Брагинського виступу фундаменту, що є кордоном рифтової палеозападини, верхньопротерозойські відклади повністю денудовані. Товщина консолідованої земної кори під Дніпровським грабеном складає 30-50 км, збільшуючись до його бортів (рис. 2). В осьовій частині грабену через формування у розділі Мохо купола підшва кори здійснюється до 30 км.

Структуроформуючою є роль дорифтових субмеридіональних і діагональних систем глибинних розломів, які контролюють тектонічну сегментацію палеорифту (рис. 2). Кордони сегментів консолідованої кори не узгоджуються із сегментацією оточуючих кристалічних масивів УЩ і ВМ, проте відбиваються у будові осадового чохла, що свідчить про визначальний вплив диз'юнктивної тектоніки на умови седиментації та інверсійне структуроформування. Товщини пострифтових осадових комплексів збільшуються на південний схід поступово від 2 км в Чернігівському сегменті, до 2-4 км в Лохвицькому і до 4-10 км в Ізюмському сегментах (рис. 3).

У рельєфі дорифейського фундаменту і структурі підсольових відкладів відбивається Верховцевсько-Льговський глибинний розлом, що утворює "Ворсклянський щабель" на межі Лохвицького та Ізюмського сегментів, майже навпіл розбиваючи структуру Дніпровського грабена (рис. 2-5). На цьому рубежі змінюється загальне простягання осі Дніпровського грабена та рифтогенного каркасу розломів. Впевнено трасуються Західноінгулецька, Інгулецько-Криворізько-Кременчуцька, Одеська, Балаклійсько-Синельниківська, Центральноприазовсько-Слов'яногірська зони розломів.

Реактивізовані протягом інверсійних етапів платформного тектогенезу дорифтові розломи склали тектонічний каркас деформацій рифтової структури, контролюючи складчасті структурні поверхи в осадовому чохлі палеозападини ДДЗ, зсувні дислокації осі авлакогена та рифтових скидів, тектонічних структур докембрійського кристалічного фундаменту і ліній герцинської складчастості структурованого осадового чохла.





**Рисунок 2. Тектонічна позиція та сегментація Дніпровсько-Донецького палеорифту на схемі Сарматського сегменту СЄП:** 1– міжсегментні зони; 2– границі палеорифту; 3– розломи: а– міжгеоблокові, б– міжмегаблокові: Я-Тр– Ядлівсько-Трактемирівський, К-Кр– Криворізько-Кременчуцький; в– міжблокові; 4– шовні зони: ІКК– Інгулецько-Криворізько-Крупецька, АВ– Олексіївсько-Воронезька, ОП– Оріхово-Павлоградська; 5– Х-См– тектонічний шов Херсон-Смоленськ; 6– насуви; 7– зсуви; 8– глибина розділу Мохо (км); 9– державний кордон. Букви: А-В– сегменти СЄП: А– Фенноскандія, Б– Сарматія, В– Волго-Уралія. Сегменти ДДП: Чн– Чернігівський, Лх– Лохвицький, Із– Ізюмський та ДСС. Міжблокові зони Українського щита: І– Західноінгулецька; ІІ– Інгулецько-Криворізько-Кременчуцька; ІІІ– Дніпродзержинська; ІV– Одеська; V– Центральноприазовсько-Слов'яногірська. Міжсегментні зони: 1– Кіровоградська; 2– Інгулецько-Криворізька; 3– Дніпродзержинська; 4– Верховцівсько-Льговська; 5– Коломацько-Кобеляцька; 6– Балаклійсько-Синельниківська; 7– Приазовсько-Слов'яногірська.



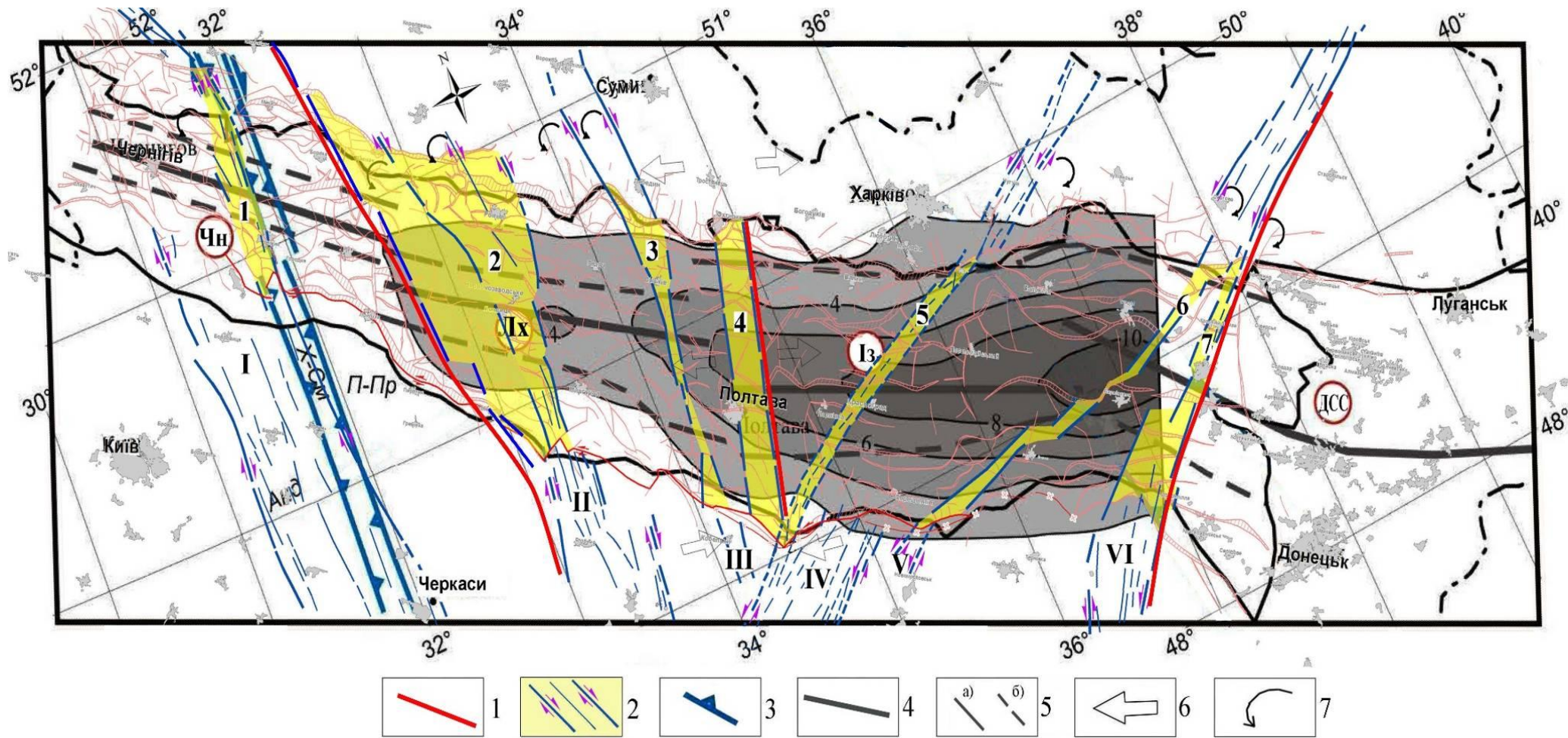


Рисунок 3. Товщини пострифтового осадового чохла Дніпровсько-Донецького палеорифта. Умовні позначення: 1– міжсегментні розломи; 2– трансрегіональні глибинні розломи; 3– тектонічні шви; 4– вісь рифту; 5– границі палеорифту.



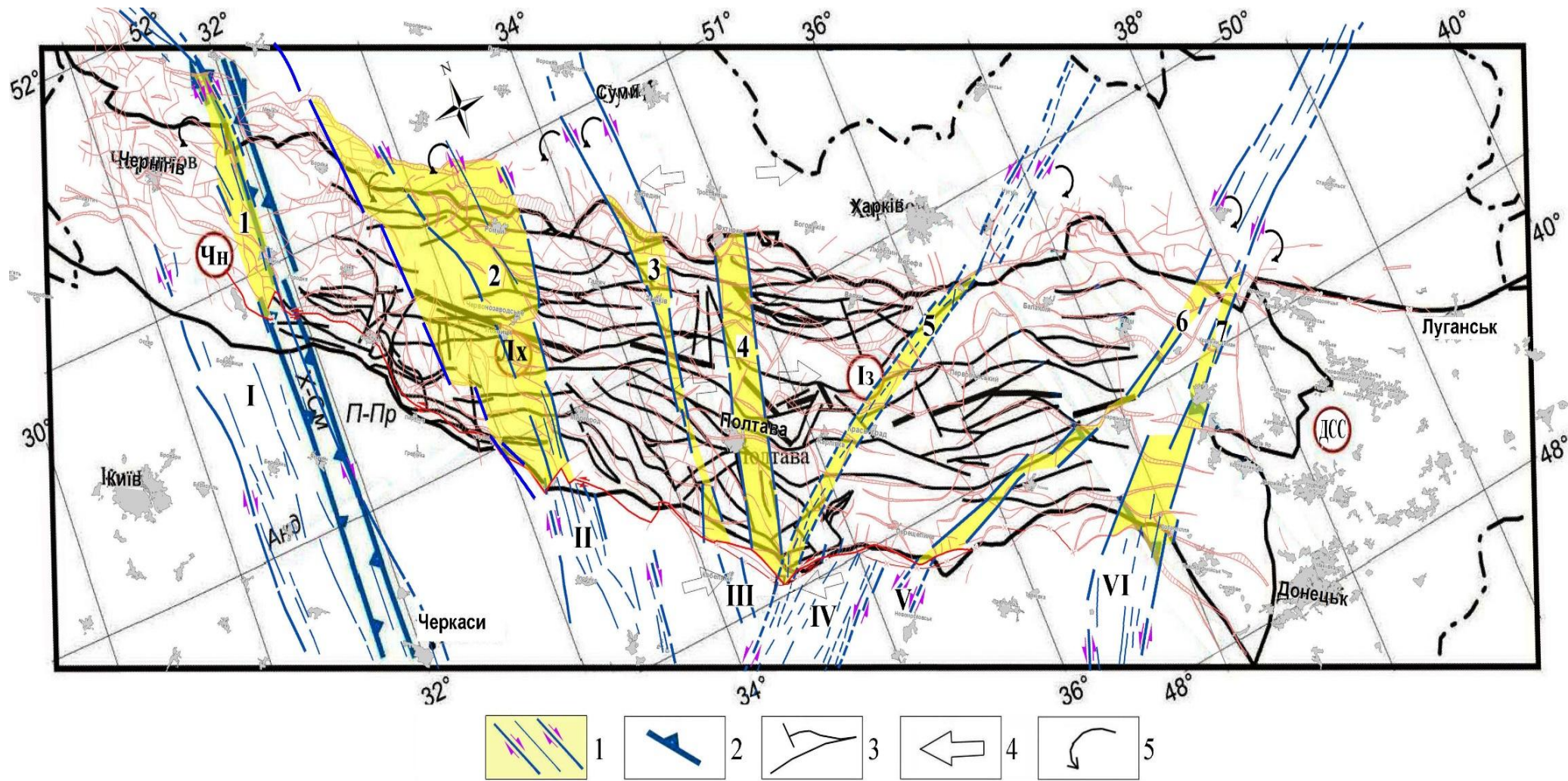


Рисунок 4. Тектонічний каркас девонського підсолевого комплексу Дніпровсько-Донецького палеорифту.



Виключеннями є глибинні тектонічні шви Оріхово-Павлоград і Донецьк–Брянськ, які не відбиваються в інверсійній структурі ДДП. Поперчними до осі рифту системами розломів контролюється сегментація і тектонічні уступи фундаменту, за якими його поверхня ступінчасто занурюється на глибини від 2 км на північному заході до 20 км на південному сході і у тому ж напрямку розширюється структура Дніпровського грабена (рис. 5).

### ***Структурно-речовинна диференціація літосфери Сарматії.***

Консолідована кора під Дніпровським грабеном поступово потоншується з північного заходу до південного сходу від 35-42 км в Чернігівському сегменті до 15-25 км в Лохвицькому та Ізюмському сегментах, проте збільшує товщину до 25-30 км на території перехідної зони між ДДЗ та на кордоні з ДСС (рис. 6). Градієнтне стоншення консолідованої кори близько 10 км відбувається на міжсегментних кордонах: від 35 км у Чернігівському до 25 км у Лохвицькому та 15 км в Ізюмському сегментах. Така геологічна тенденція обумовлює зворотну ситуацію в розподілі товщин консолідованої кори і осадового чохла. Щільність кори на розділі Мохо збільшується на південний схід від 3,12 г/см<sup>3</sup> у Чернігівському до 3,18 г/см<sup>3</sup> в Лохвицькому сегменті та від 3,18-3,20 г/см<sup>3</sup> в Ізюмському сегменті до 3,36 г/см<sup>3</sup> в складчастому Донбасі (рис. 6).

Під Чернігівським сегментом лежить найпотужніша літосфера до 280 км товщини, проте на південний схід під Лохвицьким сегментом підіймається на глибини 120 км (рис. 7). Тут у підшві літосфери утворилася купольна структура, контур якої збігається з ділянкою розташованого над нею корового сегмента із "базальтовим" шаром, що є однієї з діагностичних ознак рифту. Підшва літосфери здіймається від релікта рифтової структури у межах Лохвицького сегмента ще далі на південний схід до 80 км на території ДСС, що обумовлене колишнім розкриттям девонського рифтового басейну у напрямку палео-океану Тетіс. Підшва літосфери до в Ізюмському сегменті підіймається 80 км на ДСС і північному схилі Приазовського сегменту УЩ. Такі особливості її рельєфу пояснюються тим, що геоструктура ДСС у девонську епоху розкривалася у давній океан Тетіс. Незгідність структури підшви літосфери із палеорифтовою могла зумовлюватися відсутністю у ті часи стабільного мантийного плюму під рифтом.

Внаслідок структурно-речовинної диференціації у мантиї на глибинах 50-250 км утворилися зони аномальних швидкостей поздовжніх сейсмічних хвиль (рис. 7). У зоні знижених швидкостей під Лохвицьким і східною частиною Чернігівського сегменту утворилася ділянка «перешарування» аномалій швидкості. У літосфері під нею на глибинах 70-130 км утворився прошарок аномально високої швидкості через вторгнення мантийної речовини з-під масиву УЩ. Підсуванню холодного слєбу у мантию сприяв пологий нахил площини північного крайового розлому, тип якого з глибиною поступово змінився з крутого зсуво-скиду на пологий підсув (рис. 8).

У західній частині Чернігівського сегмента консолідовану кору складає "діоритовий шар», астеносфера має підвищені швидкості повздовжніх сейсмічних хвиль (рис. 5). Східна частина складена "безгранітним", рифтовим типом кори, магнітні тіла розташовані в "діоритовому" і "базальтовому шарах", рельєф розділу Мохо узгоджується з подошвою літосфери.

У Лохвицькому сегменті кора «безгранітна», "базальтовий шар» також зменшує товщину за рахунок потовщення шару "коро-мантійної суміші". У покрівлях «базальтового шару» та «коро-мантійної суміші», подошвах консолідованої кори і сейсмічної літосфери сформувався купольне підняття, яке вважається реліктом ранньо-рифейського рифту. Західна частина Ізюмського сегмента має "безгранітну" кору зі стоншеним "діоритовим шаром», "коро-мантійна суміш" розвинена повсюдно (рис. 5). Тут через підйом розділу Мохо і подошви літосфери у підкоровій мантії сформувався лінзовидне тіло щільністю  $3,50 \text{ г/см}^3$  (рис. 4, 5). У східній частині Ізюмського сегмента кора вміщує тонкий "діоритовий шар", а в покрівлі "базальтового шару" утворилося підняття. "Коро-мантійна суміш" утворює тут лінзу аномально високої щільності ( $3,20 \text{ г/см}^3$ ) товщиною 12 км на розділі Мохо. Під розділом Мохо на глибинах 60–80 км верхня мантія ущільнена до  $3,50 \text{ г/см}^3$ . У Донецькому сегменті стоншення "діоритового шару" під осьовою частиною грабену пов'язане з максимальним підйомом покрівлі "базальтового" шару з утворенням купольного підняття у розділі Мохо. Завдяки цьому на західних схилах ДСП в підвалині Дніпровського грабену осадовий чохол без зруйнованого «гранітного шару» залягає на "базальтовому вікні", а "коро-мантійна суміш" досягає максимальної в грабені товщини у 16 км (рис. 4, 5).

Анізотропія літосфери під ДДП проявляється у варіаціях складу і товщин шарів консолідованої кори, рельєфі поверхонь Мохо, подошви літосфери і земної кори (рис. 3-7) уздовж простягання поясу, відбиваючись у відмінностях глибинної будови Західної (Чернігівський та Лохвицький сегменти) і Східної (Ізюмський та Донецький сегменти) його мікроплит. У літосфері під палеорифтовим поясом встановлені зміни орієнтації вектора розщеплення поперечних сейсмічних хвиль, що є свідченням вихідної, «вмороженої» анізотропії літосфери, вбудованої під час її консолідації. Поздовжня неоднорідність розподілу покривно-складчастих деформацій чохла обумовлюється післярифтовими інверсійними перебудовами земної кори протягом тривалої, багатоетапної фанерозойської історії розвитку пояса.

Склалася також нерівномірність розподілу глибинних магнітних тіл у консолідованій корі відносно магнітних вогнищ і рельєфу подошви літосфери (рис. 9). У Чернігівському і Лохвицькому сегментах тіла розташовуються у грабені над вогнищами девонського магматизму. В Ізюмському сегменті і ДСС тіла утворюють смугу на півночі, яка обмежується на сході зоною Центральнопριαзовсько-Слов'яногірського глибинного розлому.

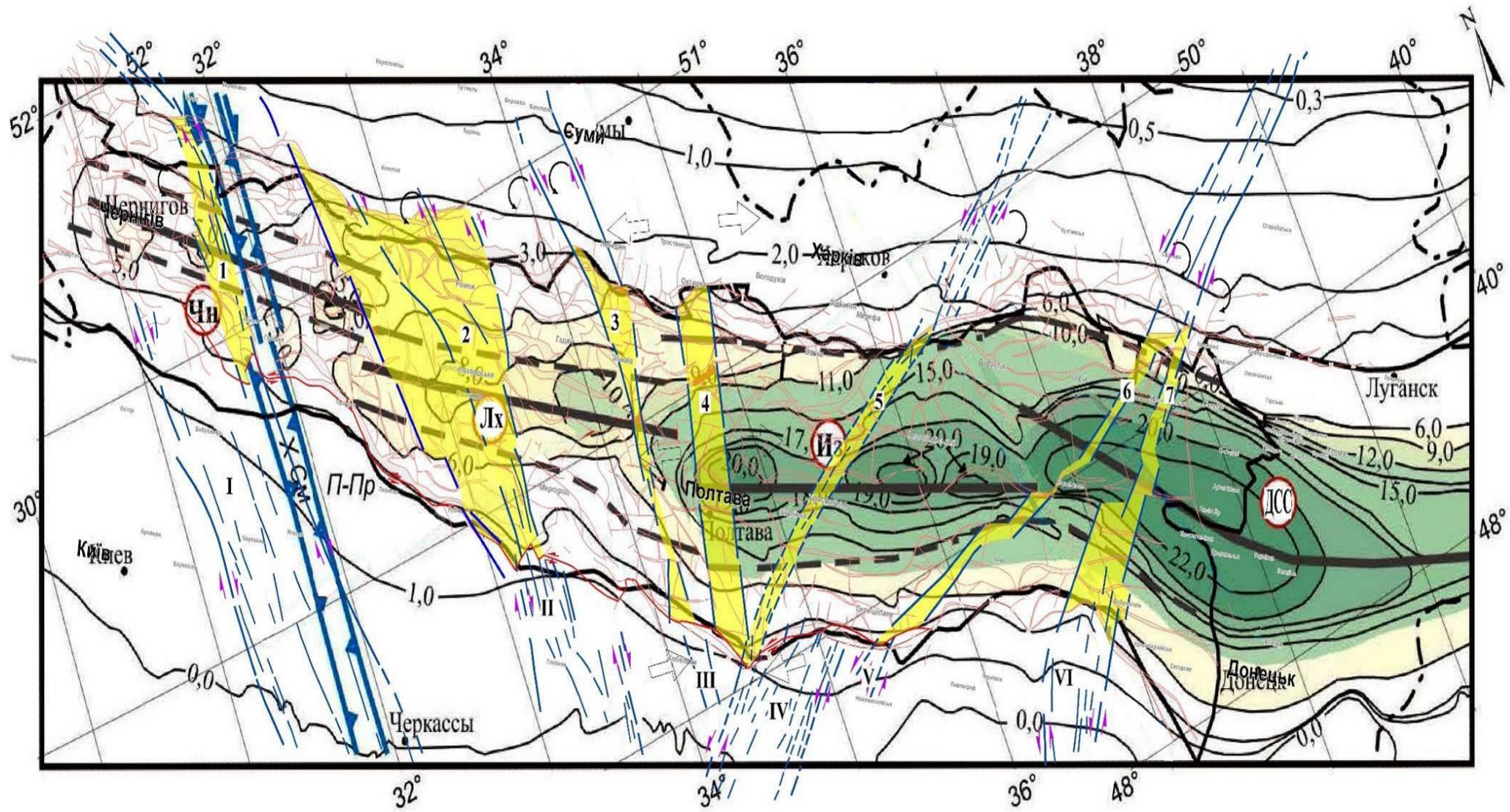
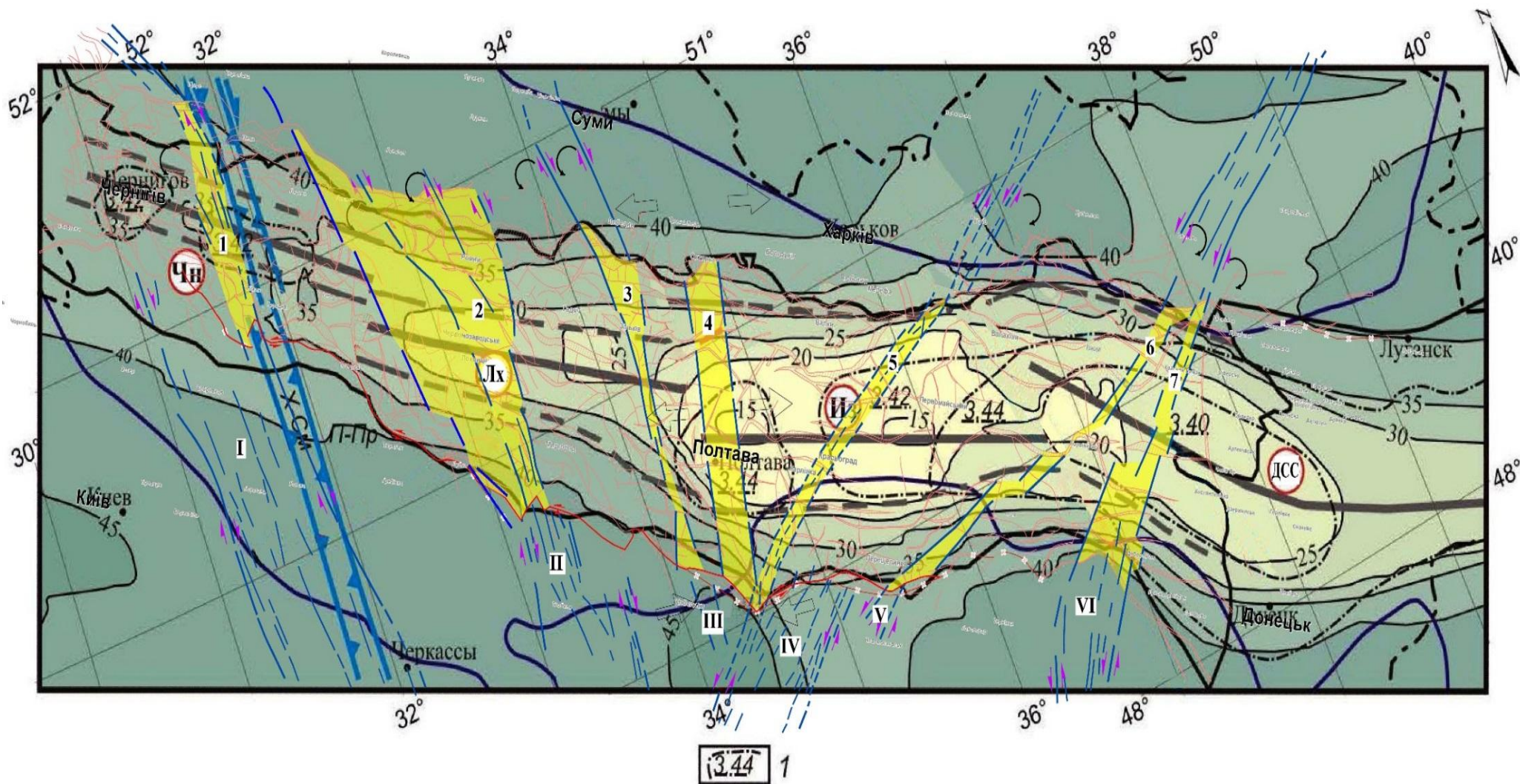


Рисунок 5. Рельєф поверхні докембрійського кристалічного фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту.

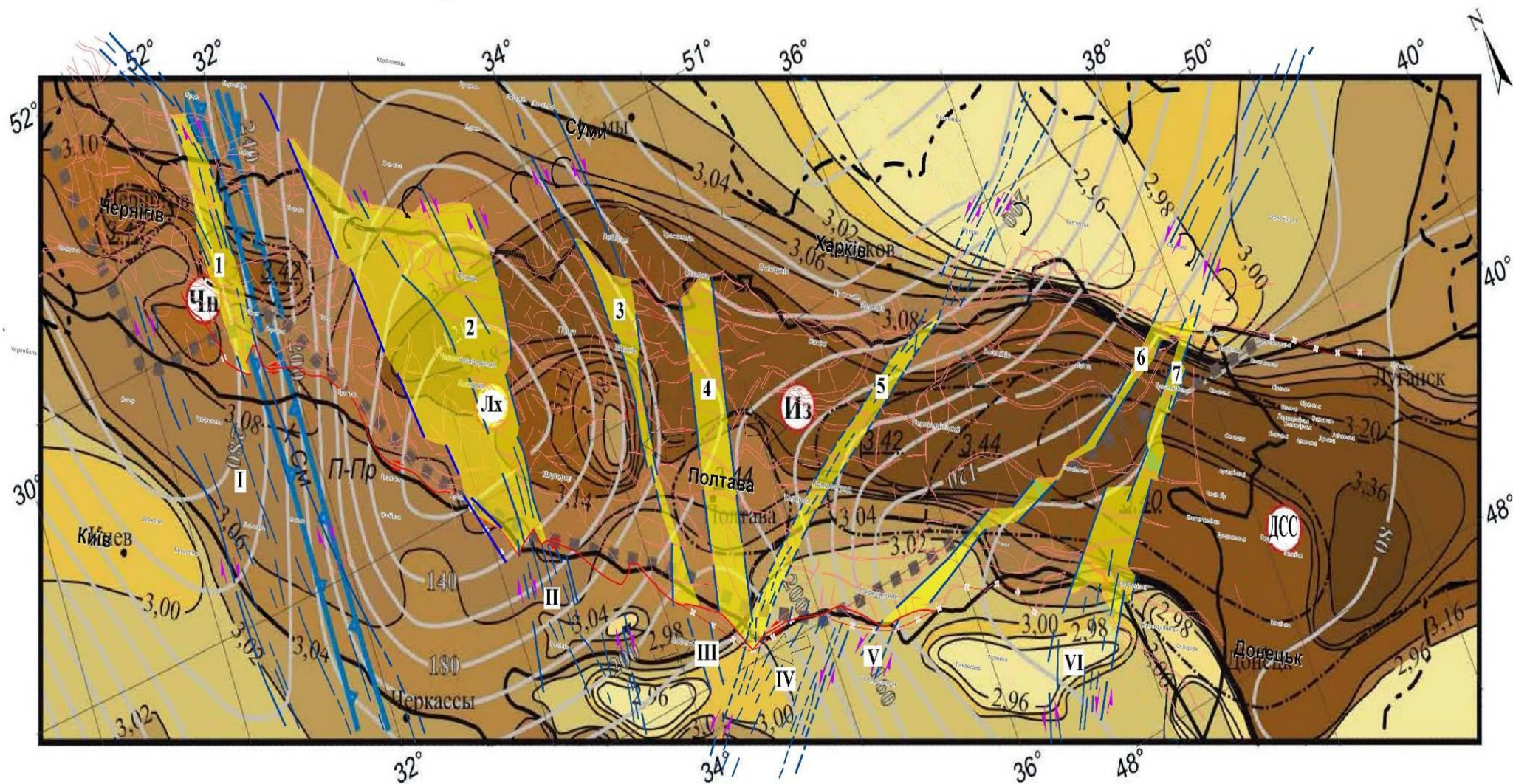




**Рисунок 6. Товщини консолідованої кори Дніпровсько-Донецького палеорифту.**

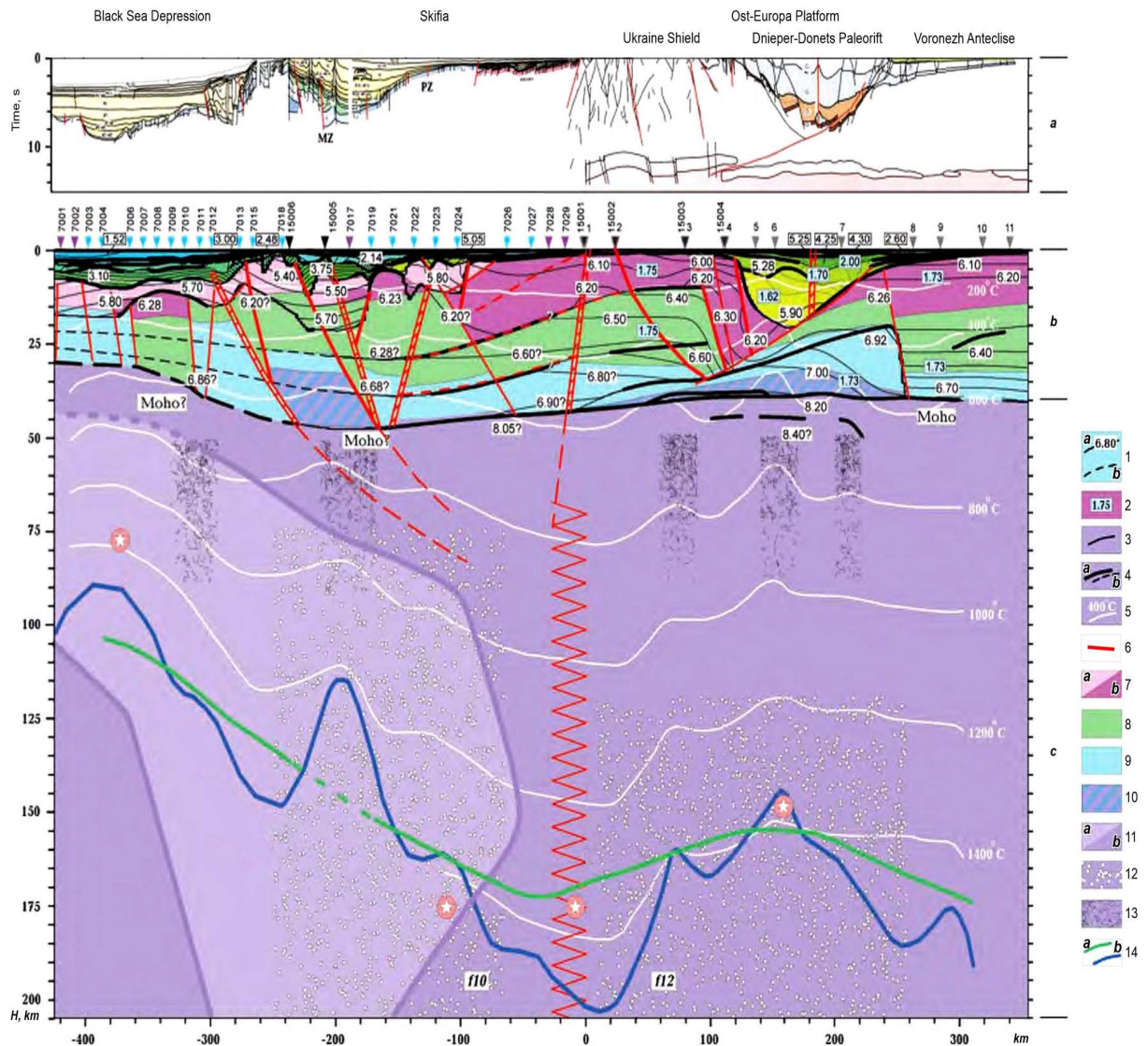
Умовні позначення: 1 – ділянки аномальної щільності підкорової мантії (г/см<sup>3</sup>).





**Рисунок 7. Рельєф підосви літосфери Дніпровсько-Донецького палеорифту та густини на розділі Мохо. Умовні позначення: пунктир – північна межа високошвидкісного прошарку кори у шарі Голіцина-Гейка.**

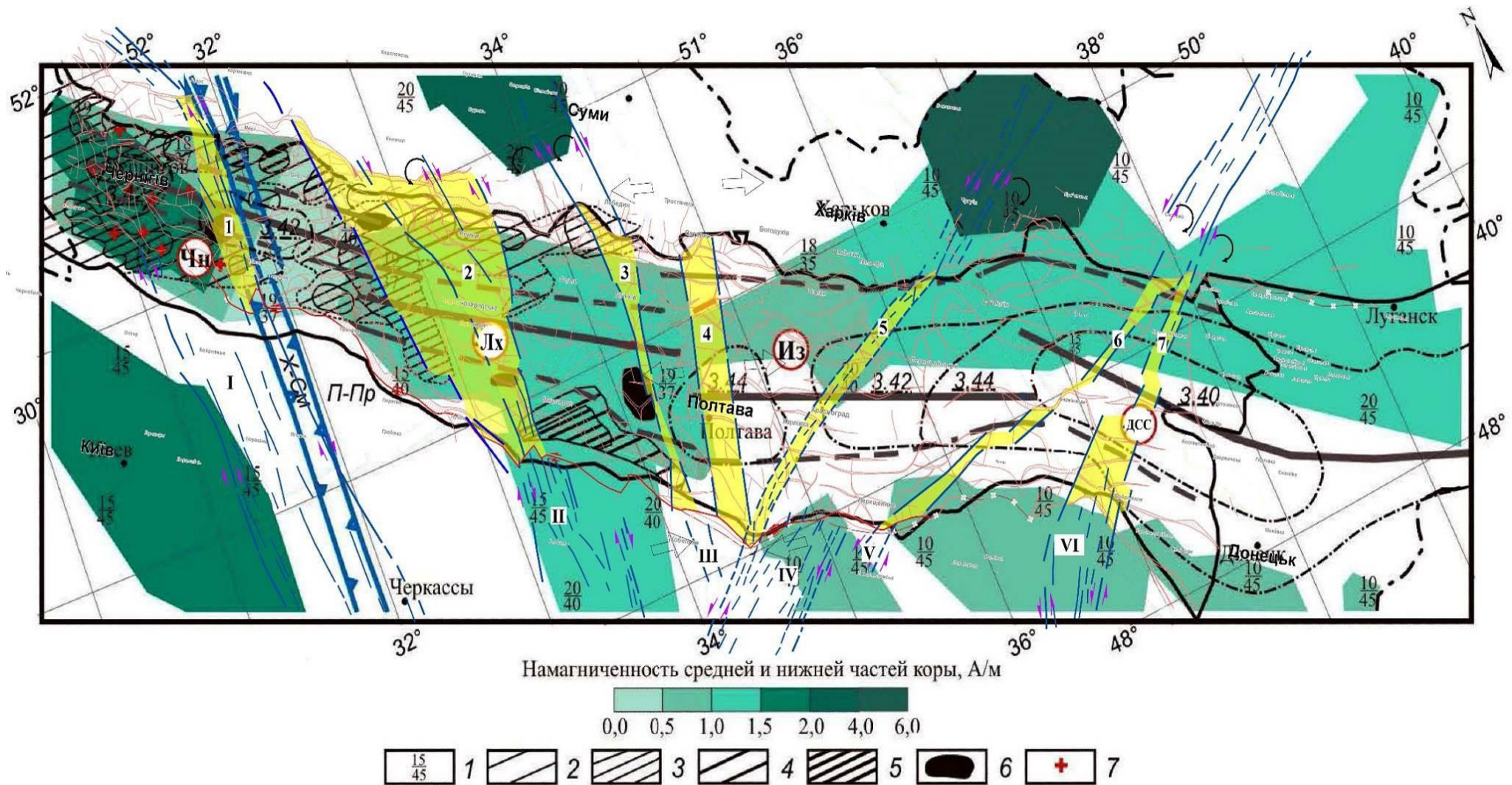




**Рисунок 8. Розрізи літосфери Східноєвропейської платформи по профілю DOBRE fraction'99/DOBRE-2.** Умовні позначення: а – осадовий чохол, б – консолідована кора, в – мантія; 1- Швидкість Р-хвиль, 2-  $V_p/V_s$ , 3- горизонти відбиття, 4- Мохо, 5- ізотерма, град С, 6- розломи, 7,8,9 – земна кора: 7- верхня (низька і регулярна щільність), 8- середня, 9- нижня; 10- корово-мантійна суміш, 11- повільна та швидкісна мантія, 12- глибинні флюїди, 13- теплові аномалії, 15- покрівля астеносфери: термальна та сейсмічна.

У мантії на глибинах 50- 250 км під ДДП утворилися області підвищених і знижених значень швидкостей поздовжніх сейсмічних хвиль та південна область їх «перешарування» (рис. 11). Наявність прошарку аномально високої швидкості у шарі низьких швидкостей у літосфері на глибинах від 70 до 130 км, свідчить про підсування мантіїної речовини з-під масиву УЩ. Територія знижених мантіїних швидкостей охоплює Лохвицький і південно-східну частину Чернігівського сегменту ДДП, проте західній частині сегменту властиві вищі швидкості підкорової мантії, у порівнянні із східною. Область "перешарування" аномалій швидкості поздовжніх хвиль утворилася на півдні Ізюмського сегменту, а далі на схід охоплює північно-західну частину ДСС.





**Рисунок 9. Магнітна неоднорідність консолідованої кори Дніпровсько-Донецького палеорифту, в А/м. Умовні позначення: 1 – глибини залягання магнітних тіл вулканітів; 2 – перешарування лужно-ультраосновної пірокластички і осадових порід; 3 – лужно-ультраосновні лави і пірокластичка; 4 – перешарування основних лав, пірокластички і осадових порід; 5 – основні лави і пірокластичка; 6 – девонські соляні штоки; 7 – вулканічні центри.**

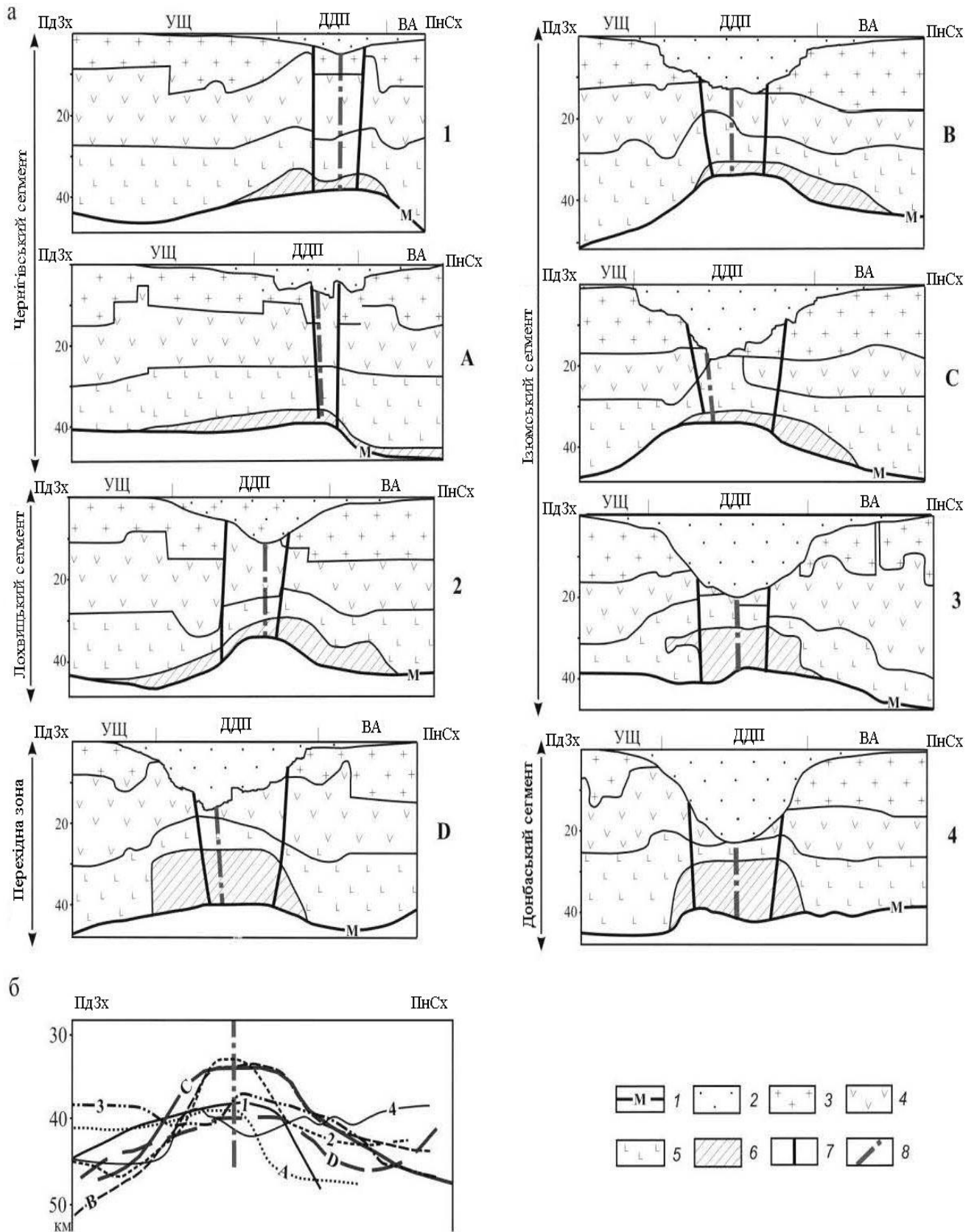


Літосфера Чернігівського сегмента (рис. 10) суттєво відрізняється від інших сегментів ДДП за речовинним складом і рельєфом головних розділів літосфери. Тут у подошві літосфери утворилося підняття через підйом розділу Мохо, з неузгодженням до простягання вісі палеорифту. У прибортових частинах Дніпровського грабену на його схилах локалізуються вулканічні тіла, складені лужними ультраосновними лавами та пірокластиком. У північно-західній частині сегмента більшу частину консолідованої кори складає "діоритовий шар", морфологія якого узгоджується із рельєфом покрівлі "коро-мантійної суміші", розповсюдженої під грабеном і його бортами (рис. 10, 12). Підкорова мантія має підвищені значення швидкості повздовжніх сейсмічних хвиль. У південно-східній частині сегмента утворилася "безгранітна" кора, властива рифтам, магнітні тіла локалізовані в "діоритовому" і "базальтовому шарах". "Базальтовий шар" під рифтом має меншу товщину відносно схилів УЩ і ВМ, що не типово для рифтових структур. Рельєф розділу Мохо узгоджується з подошвою літосфери, підкорова мантія тяжіє до області понижених аномалій швидкості повздовжніх сейсмічних хвиль.

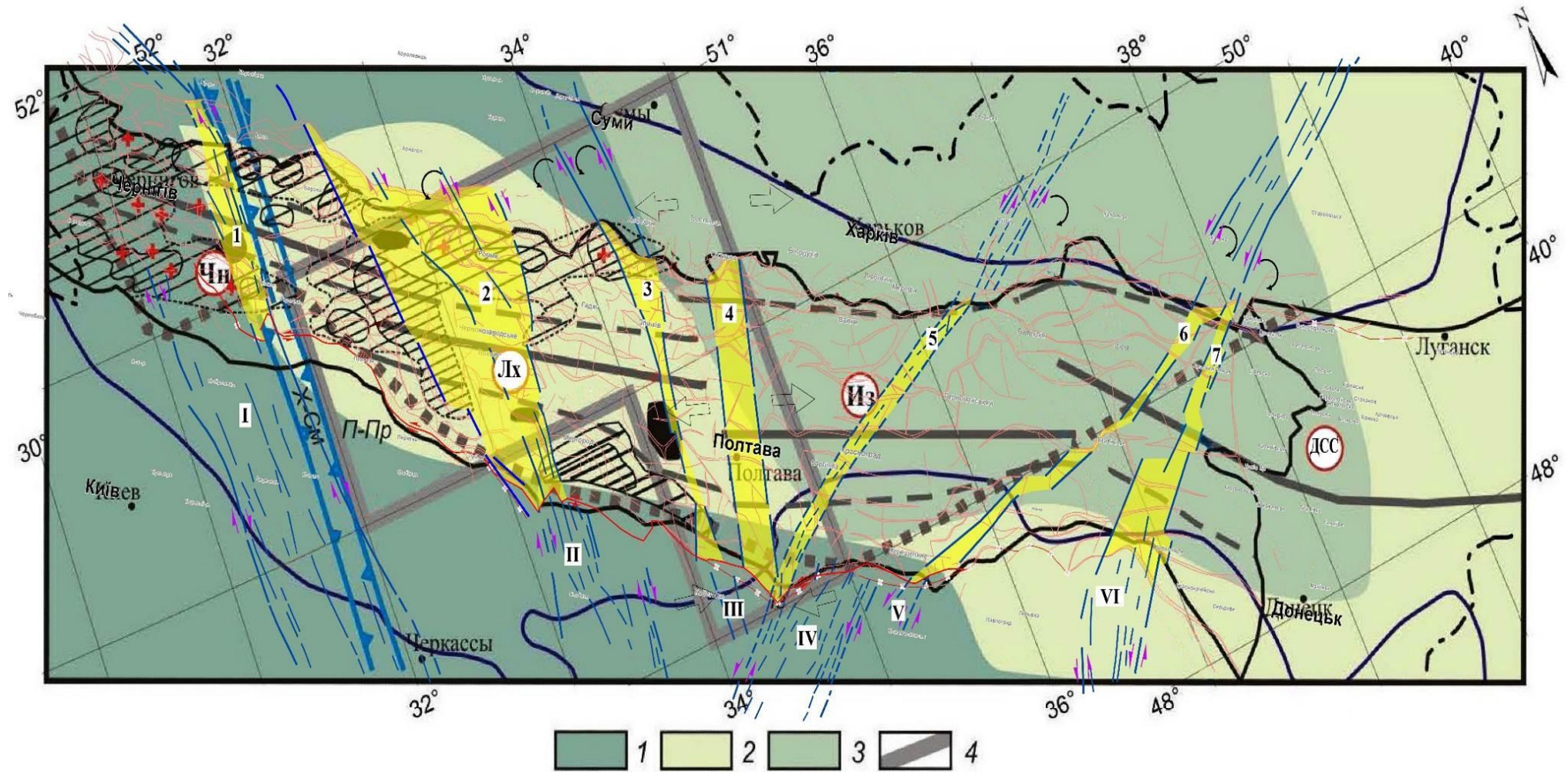
Літосфера Лохвицького сегмента відрізняється від Чернігівського товщинами і рельєфом шарів кори. Кора тут безгранітна, у покрівлях базальтового шару, "коро-мантійної суміші", подошві консолідованої кори і сейсмічної літосфери утворилася купольна структура і зменшуються товщини "базальтового" шару за рахунок збільшення товщини "коро-мантійної суміші" (рис. 10, 12, 13). У північно-західній частині Ізюмського сегменту у Дніпровському грабені "безгранітна" кора зі зменшеною товщиною "діоритового" шару. "Діоритовий" і "базальтовий" шари тут ущільнені і магнітні, "коро-мантійна суміш" розповсюджена під рифтом і схилом ВА.

У східній частині Ізюмського сегменту структура літосфери змінюється: консолідована кора під грабеном вміщує стоншений "діоритовий шар", у покрівлі "базальтового шару" утворилося підняття. "Коро-мантійна суміш" утворює лінзоподібне тіло товщиною 12 км аномальної щільності ( $3,20 \text{ кг/м}^3$ ) на розділі Мохо. У північно-східній частині сегмента і на схилах ВА кора магнітна. Під розділом Мохо на глибинах 60-80 км верхня мантія ущільнена ( $3,50 \text{ кг/м}^3$ ), у грабені полого нахилена подошва літосфери (рис. 10-13).

У Західно-Донецькому грабені через стоншення "діоритового шару" під максимально піднята покрівля "базальтового" шару. Розріз консолідованої кори тут ущільнений, а підйом розділу Мохо більш виражений. В осьовій частині грабену осадовий чохол залягає безпосередньо на "базальтовому вікні". Товщина "коро-мантійної суміші" в грабені (16 км) максимальна у ДДП. Розділ Мохо піднятий на 5 км у зоні Центральноприазовсько-Слов'яногірського глибинного розлому. Середня і нижня кора магнітні під схилами УЩ і ВА і північно-східною частиною грабену, подошва сейсмічної літосфери тут полого занурюється на схід (рис. 10).



**Рисунок 10. Будова земної кори на розрізах уперек структури Дніпровсько-Донецького палеорифта. Умовні позначення: 1 – розділ Мохо; 2 – 6 – шари земної кори: 2 – осадовий, 3 – гранітний, 4 – діоритовий, 5 – базальтовий, 6 – коро-мантійна суміш; 7 – крайові розломи Дніпровського грабена; 8 – вісь грабена**



**Рисунок 11. Швидкісна неоднорідність підкорової мантії Дніпровсько-Донецького палеорифту і розташування девонського магматизму та глибинних мантійних вогнищ. Умовні позначення: області: 1 – позитивних аномалій швидкості; 2 – негативних аномалій швидкості; 3 – перешарування аномальних значень швидкості; 4 – надглибинних мантійних джерел.**



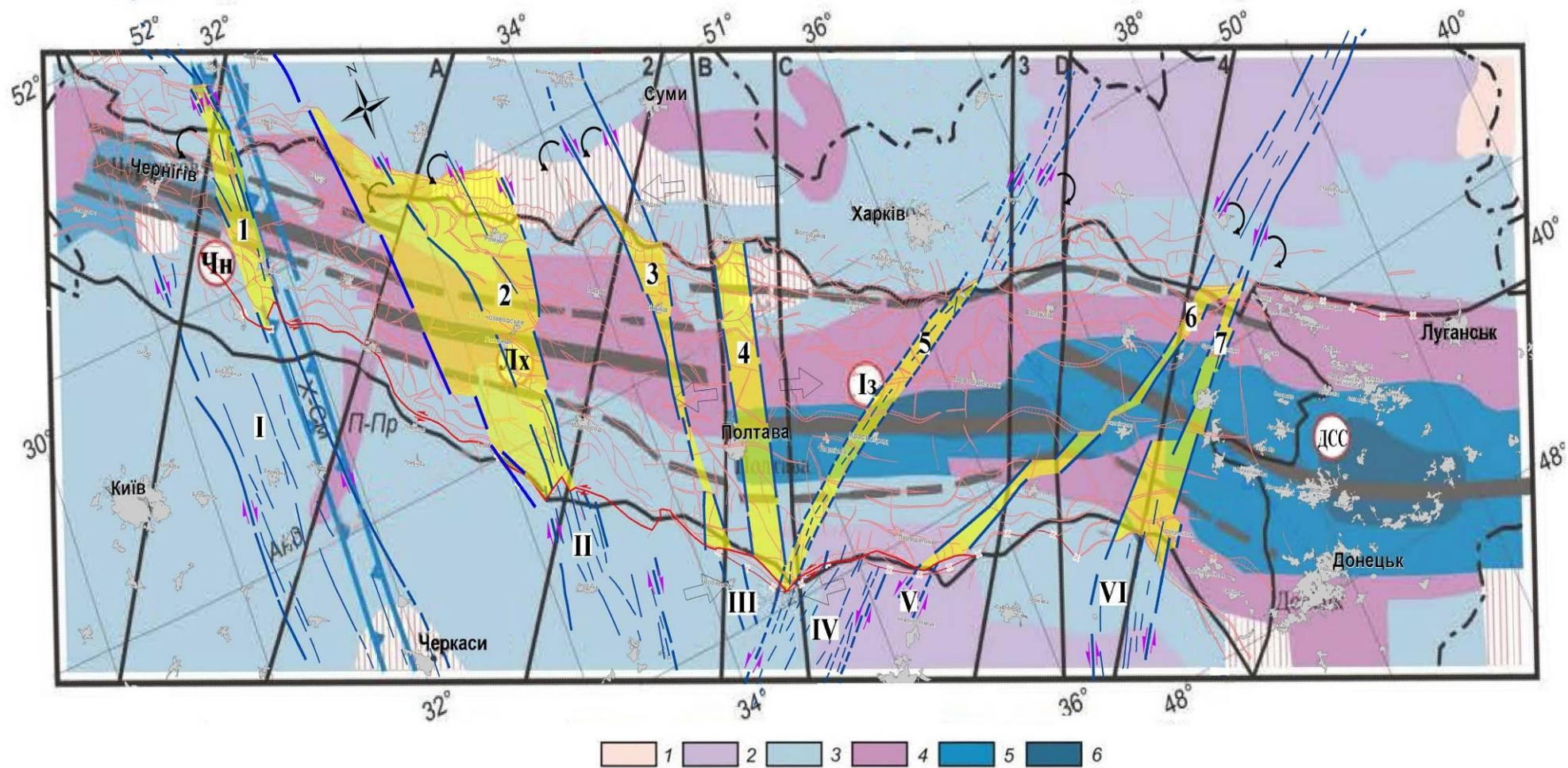


Рисунок 12. Типи консолідованої земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту. Умовні позначення: 1 - 6 – шари земної кори: 1 – гранітний, 2 – гранітно-діоритовий, 3 – діоритовий, 4– лейко-базальтовий, 5 – базальтовий, 6 – магнезіально-базальтовий



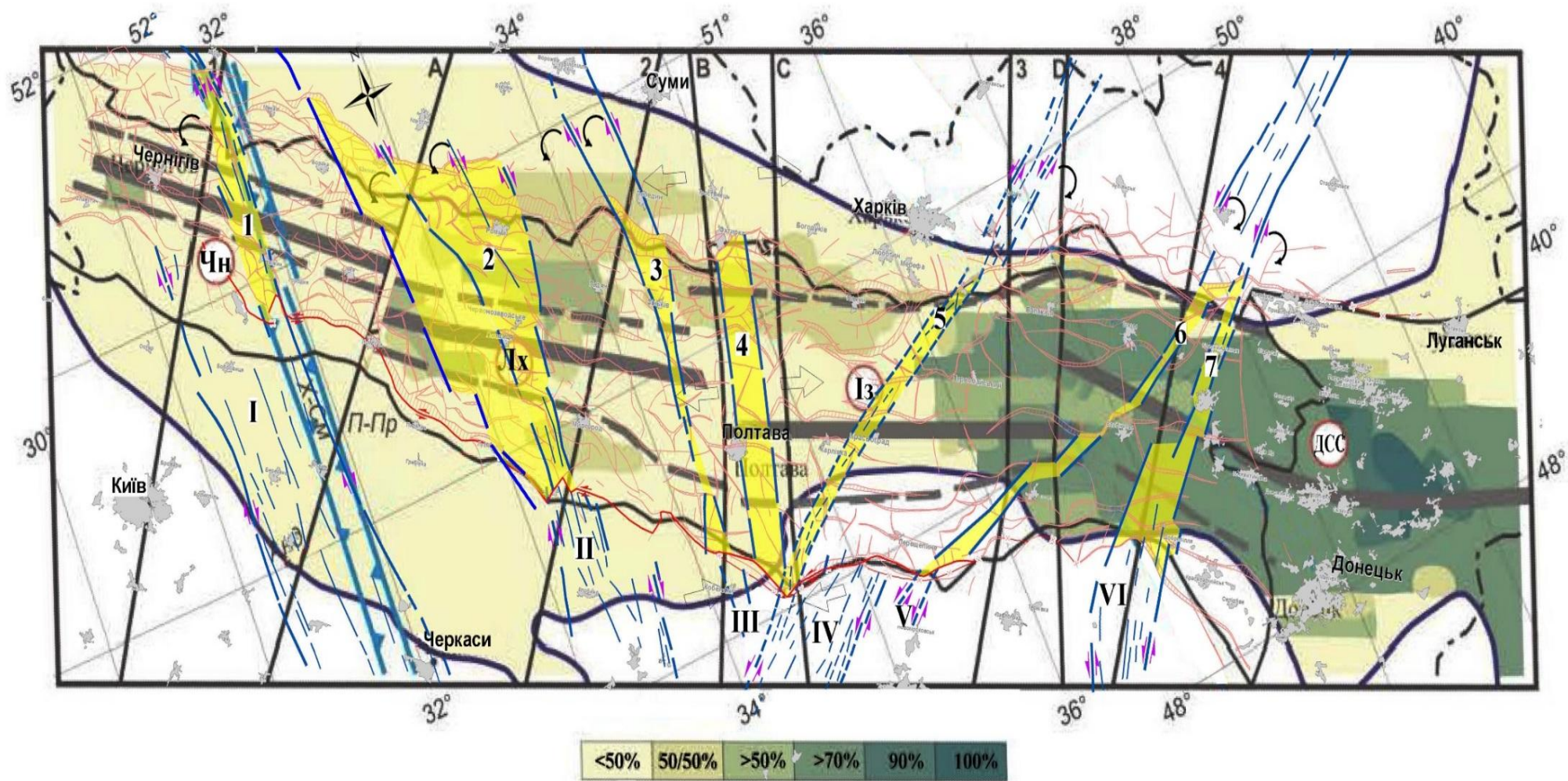


Рисунок 13. Вміст коро-мантіїної суміші у базальтовому шарі земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту

Підосва літосфери у межах Західної мікроплити здійснюється від Чернігівського до Лохвицького сегменту, утворюючи купол. В Східній мікроплиті (Ізюмський сегмент і ЗДГ) її рельєф змінюється від пологого підняття до флексури, зануреної під кристалічний масив ВА (рис. 10). Вздовж простягання ДДП змінюється структурно-речовинний склад консолідованої кори, що визначається різними співвідношеннями товщин "гранітного", "діоритового" і "базальтового шарів". У грабені "гранітний шар" присутній фрагментарно, повністю зникаючи у Лохвицькому сегменті. "Діоритовий шар" стоншується під грабеном на південний схід до повного зникнення, проте товщина "базальтового шару" збільшується за рахунок потовщення шару "коро-мантіної суміші" (рис. 10).

Товщина консолідованої кори ДДП закономірно зменшується у південно-східному напрямку від сегмента до сегмента приблизно на 10 км із відносним збільшенням товщини на північному борту, у порівнянні з південним. Речовинну неоднорідність консолідованої кори характеризують співвідношення товщин складових шарів – "гранітного", "діоритового" і "базальтового", вміщуючого "коро-мантіну суміш". Базальтовий і магнезіально-базальтовий типи кори розвинуті в Ізюмському сегменті і ДСС над ділянкою "перешарування" аномалій швидкості підкорової мантії, що є ознакою інтенсивної інверсійної тектонічної переробки кори.

Первинна, вбудована гетерогенність будови літосфери Сарматії визначила спрямованість структурної еволюції континентальної земної кори ДДП протягом етапів платформної тектонічної активізації у фанерозої.

#### ***Геодинамічні обстановки та етапи еволюції земної кори Сарматії.***

Сарматія постала як стабільний архейський кратон у пізньому архей-ранньому палеопротерозої (від 3,8 до 2,8 млрд років тому) завдяки злиття трох континентальних мікроплит різного віку. Неоархейсько-протерозойські корово-мантіїні розриви, тектонічні шви і сутури перетинають літосферу Сарматії товщиною 180-260 км і занурюються в мантію на 100-200 км (рис. 1-4). Субмеридіональні зони глибинних розломів у консолідованій корі завдяки їх неодноразовій ре-активації у перемінному полі напружень утворюють тектонічний каркас, який контролює процеси структурної еволюції. На теренах УЩ, ПДДП та ВА горизонтальні зміщення за цим каркасом досягають амплітуд у десятки – перші сотні км. У докембрії західні і східні частини обох кристалічних масивів розвивалися як окремі Західна та Східна мікроплити (терейни) на великій відстані одна від одної.

Згідно з плейт-плюм-тектонічною моделлю, докембрійська еволюція Сарматії охоплює етапи колізії із субдукцією континентальної кори та спредінгу океанічної кори. При цьому відбувалися неодноразові розходження і об'єднання кількох геоблоків УЩ у складі Західної та Східної частин (мікроплит) кратонного ядра плити. Процеси конвергенції/дивергенції кори обумовили вихідну («вморожену») анізотропію літосфери Сарматії і

формування мобільних субмеридіональних сутурних і шовних зон. Протягом фанерозоя північний полюс планети перемістився з екваторіальних широт до сучасної позиції, при цьому СЄП зазнала обертання до 90° за годинниковою стрілкою, тоді усі геоблоки і мікроплити спаялися у складі кратону Сарматії.

Модель тектоно-магматичної еволюції південно-східного сегменту палеорифтового ПДДП (палеозападини Донбасу, що перетворилася на ДСП) охоплює кілька епізодів континентального рифтогенезу, платформної синеклізи і складчастої споруди. На ранньо-рифейському етапі в обстановці розтягнення земної кори утворилася низка трогів, що супроводжувалося базальтовим магматизмом Самбецького комплексу, золото-срібною і мідною мінералізацією. Після ранньо-палеозойської стабілізації, у середньому девоні розпочався континентальний рифтогенез з утворенням на їх місці грабену. Проявом магматизму рифтової стадії є титано-піроксеніти Приазовського комплексу і диференційовані вулканіти (від алмазоносних щелочних пікритів до ріолітів). На платформному етапі у карбоні відбувалося занурення осадового басейну з накопиченням вуглисто-теригенно-карбонатної формації. Її ускладнює Анастасіївський магматичний комплекс, складений дайками габроїдів та вулканітами, від трахібазальтів до лужних ріолітів. Загально-плитна колізія супроводжувалася складчастими і скидо-зсувними деформаціями у геодинамічній обстановці активної околиці андського типу. Протягом пермсько-ранньотриасової платформної активізації відбувся інверсійний підйом басейну, що супроводжувався інтрузіями гранітів, діоритів Південно-Донбаського магматичного комплексу. Наступний підйом відбувався на кимерійському етапі через рухи Кавказських теренів, з ним пов'язані інтрузії андезит-трахіандезитового Несвітаєвського і Міус-Керчикського лампрофірового комплексів. Етап тектонічної стабілізації постав з переходом до платформеного режиму на межі крейда-палеоген. Кимерійські рухи, що згасали, супроводжувалися дайковим діорито-дацитовим магматизмом, низкотемпературними гідротермалітами та складчастими деформаціями нижньокрейдяних порід.

Кінематична модель рифтогенезу передбачає закладення рифтової структури у тілі Сарматської плити за механізмом "атермічного" рифтингу через пружний розрив "холодної" континентальної земної кори. Протягом пізнього протерозою, на дорифтовій стадії за азимутальними напрямками північно-західної діагональної системи планетарної регматичної решітки (291–312°, 315–339°) закладалася «зародкова» лінійна деформаційна мегазона сколювання. У ранньо-рифейську епоху рифтогенезу внаслідок рухів уздовж магістральної лінеаментної зони сформувалася низка ешелонованих трогових долин за кінематичним механізмом "Pill-apart basin".

Протягом девонського епіплатформного рифтогенезу в обстановці загально-плитного розтягнення кори відбувалося розсування блоків кори у межах трогових басейнів за системою лістричних скидів з формуванням



ешелонованої низки грабенів. Рифтогенез активного «термічного» типу розпочався через вторгнення мантийного плюму, вплив якого ініціював деформації простого розтягнення і купольного здіймання земної кори у полі з горизонтальною орієнтацією осей проміжних (середніх) і мінімальних напружень стиснення  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  при вертикальній вісі максимального стресу  $\sigma_1$ . Паралельно до простягання рифтового пояса розташувалася ось проміжних стресових напружень ( $\sigma_2$ ), ортогонально - ось максимального розтягнення ( $\sigma_3$ ). У таких умовах в гірських породах утворилися відкриті для висхідних мантийних флюїдів вертикальні тріщини відриву у ре-активізованих системах розривів-скидів.

Кінематика процесу рифтогенезу та поздовжня структурна диференціація структури поясу контролювалася зсувами-трансформами за азимутальними напрямками північно-східної діагональної системи розломів ( $24-30^\circ$ ,  $39-45^\circ$ ,  $54-63^\circ$ ). Уздовж трансформів утворилися "тектонічні рейки" рифтінгу, за якими розсувалися плечі рифту, сформовані у субширотних системах скидів. Тектонічна позиція девонського рифту на рухомій околиці СЄП обумовила напруження і деформації кори під впливом рухів океанічних плит палео-океану Тетіс. Палеорифтовий пояс розташовувався на північній околиці Тетісу і його південний фланг розкривався в область пізньо-палеозойських субокеанічних басейнів та острівних дуг. Протягом пізньо-герцинського та ранньо-кімерійського тектогенезу всі мікроплити і терейни цієї області увійшли до складу фундаменту молоді Скіфської плити.

Платформні палеобасейни загальновідомі як «Дніпровсько-Донецька западина» (ДДЗ) і «Донбас» існували протягом від середнього девону до ранньої перми. Свідченням на користь цього є релікти скидового рифтового каркасу, девонський лужно-базальтовий вулканізм та палеозойський платформний чохол, структурований у складчасті поверхи протягом післарифтової еволюції. ДДЗ припинила існування наприкінці герцинської епохи через інверсійні складчасті деформації осадового чохла (заальська-пфальцська фази, понад 250 млн. років тому). В кімерійську (донецька фаза) та альпійську (ларамійська і аттична фази) епохи територія палеорифту зазнала підйому, а інверсована структура Донбасу внаслідок тектонічних зривів у фундаменті та покривно-складчастих деформацій осадового чохла перетворилася на складчасту споруду. Через це мезозойський комплекс на ДСС майже повністю еродований, а в чохлах сформувалися три складчастих структурних поверхи (герцинський, ларамійський, аттичний), будову яких контролюють різновікові деформаційні решітки тектонітів. В альпійських складчастих поверхях ДСС за перехресним насувним каркасом сформувалися складчасті покриви насунання, виражені у денному рельєфі Донецьким Кряжем. Латеральні пересування блоків і масивів порід на південному схилі Дніпровського грабену зумовили перекриття рифтових і платформних комплексів чохла на кількох стратиграфічних рівнях насунутими блоками і

пластинами кристалічних порід фундаменту. Внаслідок цього на північному схилі Азовського геоблоку УЩ сформувалася Південно-Донбаська меланжева зона, проявлена у рельєфі Приазовською височиною.

У структурній еволюції земної кори Сарматії виділяється декілька визначних етапів тектонічних перебудов, у відповідності до геодинамічних обстановок і тектонічних режимів деформацій, що поставали на теренах СЄП:

1 – палеопротерозойська колізія Фенноскандії і Сарматії через субдукцію океанічної кори на північній околиці Сарматії із об'єднанням геоблоків фундаменту у складі кристалічного масиву УЩ разом з ВА;

2 - ранньорифейський «атермальний» рифтогенез з розколюванням «холодної» континентальної кори кратонного ядра платформи у режимі загально-плитної колізії через рухи уздовж лінійної зародкової зони сколювання і розсування блоків з утворенням низки трогових улоговин за кінематичним механізмом Pull-apart basin;

3 – девонський епіконтинентальний рифтогенез «термального» типу в геодинамічній обстановці загально-плитного розсування кори на купольних структурах під термальним впливом мантійних плюмів з формуванням низки грабенів, що об'єдналися у складі палеорифтового пояса - авлакогена;

4 – герцинсько-кімерійська платформна активізація в обстановці колізійного стресу на тлі тектонічної інверсії осадових басейнів з формуванням лінійних складчастих зон за активної участі соляної тектоніки;

5 – кімерійсько-альпійська активізація в загально-плитної колізії з підйомом території, зміною обстановок седиментації з морських на континентальні і закриттям рифтогенних палеобасейнів, формуванням у структурі платформи інтенсивно інверсованих областей на кшталт Західно-Донецької покривно-складчастої області та ДСС у межах ДДП.

#### **КОНТРОЛЬНІ ПИТАННЯ:**

1. Якою є тектонічна позиція ДДП у межах СЄП і Сарматської плити?
2. З яких різновікових тектонічних структур складається ДДП?
3. Якими є кордони і тектонічний розломний каркас ДДП?
4. У чому виражається структурно-речовинна диференціація літосфери Сарматії під ДДП?
5. Якими є особливості глибинної будови Чернігівського сегмента?
6. Якими є особливості глибинної будови Лохвицького сегмента?
7. Якими є особливості глибинної будови Ізюмського сегмента?
8. Якими є особливості глибинної будови Західно-Донецького грабена і Донецької складчастої споруди?
9. Якими є визначальні етапи дорифтової (докембрійської), рифтової (палеозойської) і післярифтової (мезозойсько-кайнозойської) структурної еволюції земної кори Сарматії і ДДП?

## **Тема 2. МЕТОДИ РЕГІОНАЛЬНОЇ ГЕОЛОГІЇ**

Методи вивчення регіональної геології (РГ) поділяються на геологічні, дистанційні, геофізичні, окремо виділяться геохронологічні і магнітометричні методи визначення геологічного віку гірських порід.

### **2.1. Геологічні методи**

Геологічні методи застосовують для прямого вивчення речовинного складу геологічних утворень, їх просторового поширення, будови територій і геологічних об'єктів, закономірностей розміщення та перспективної оцінки територій на корисні копалини, їх зв'язку з геологічними формаціями та вміщуваними структурами.

Будь-які геологічні роботи роблять той чи інший внесок у вивчення регіональної геології, проте головним методом регіональної геології є *геологічна зйомка*. Її проводять в різних масштабах і як правило, у межах аркушів міжнародної розграфки. Найбільш результативною для пізнання регіональної геології є геологічна зйомка масштабу 1:200 000. Наразі це найдрібніший вид геологознімальних робіт, що, з одного боку охоплюють при проведенні значні площі, а з іншого досить детально вивчають територію для подальших узагальнень.

Одним із головних методів вивчення регіональної геології є також *геологічне картографування*, яке проводиться шляхом узагальнення всіх геологічних матеріалів щодо території. Це дозволяє створювати дрібномасштабні карти геологічного змісту і розглядати великі геологічні структури, виявляючи закономірності їх будови та розвитку, визначати мінерагенічну характеристику. Таким шляхом створюються карти та описи геологічної будови них регіонів, областей, країн, материків і всієї Земної кулі, що є головним щодо регіональної геології. Таким шляхом створювалися карти різного масштабу. Велике значення для вивчення глибинної будови території торій є буріння з вилученням керна, яке сприяє отриманню тривимірного відображення геологічного простору. Чим глибше свердловини, тим більше матеріалу для тривимірних геологічних побудов. Велике значення має буріння для пошуків родовищ корисних копалин.

### **2.2. Дистанційні методи**

Дистанційні методи передбачають вивчення геологічної будови, інструментами, розташованими над поверхнею Землі. Ці методи поділяються на аеровізуальний, аерофотографічний, космографічний. Будь-який із цих методів вимагає зв'язки з наземними роботами. Аеровізуальний метод передбачає вивчення території геологом безпосередньо з літального

апарату. Маючи попереднє уявлення про геологічну будову, геолог виявляє особливості будови земної поверхні, виносить їх на топографічну карту та визначає ділянки для відвідування з метою визначення їх причини. Аерофотографічний метод передбачає фотографування місцевості з літака або вертольота і наступне дешифрування фотографій. Чим більша висота зйомки, тим меншим буде масштаб фотографій і тим більш великі геологічні об'єкти ними можна буде виявити. Попередньо розробляється система дешифрувальних (діагностичних) ознак, які уточнюються при наземній звірці виявлених на аерофотознімках об'єктів. Найдрібніший масштаб аерофотознімків 1:64 000. З окремих знімків складають схеми, на яких можна побачити ще більші геологічні об'єкти.

Космографічний метод передбачає фотографування поверхні Землі із супутників у різних спектрах довжин хвиль. Цей метод дозволяє виявити найбільш великі геологічні структури. Крім того, з космічних апаратів за допомогою приладів проводиться дослідження теплового поля Землі, що дозволяє виявити території з сучасної ендегенної активністю.

### **2.3. Геофізичні методи**

Геофізичні методи вивчають геофізичні поля, які обумовлюються фізичними властивостями геологічних утворень, що виходять на поверхню і залягають на глибині. Через природну конвергенцію геофізичних ознак для достовірної геологічної інтерпретації геофізичних даних обов'язково потрібна звірка їх прямими геологічними дослідженнями. Залежно від параметрів геологічних об'єктів геофізичні методи розділяються на радіометричні, магнітометричні, гравіметричні та сейсмометричні. Перші три методи використовуються як у наземному, так і повітряному варіанті. Для регіональної геології велике значення мають повітряні методи, так як вони дозволяють у відносно короткий час отримати дані про геофізичні поля великих територій. За отриманими даними будуються карти геофізичних полів, які дають уявлення щодо будови різноманітних геологічних утворень. Після визначення геологічної природи геофізичних полів, дані геофізики використовуються для побудови геологічних карт і розрізів. Радіометричні методи засновані на вивченні природної радіоактивності геологічних утворень. Головними елементами, вміст яких визначає радіаційний фон даної місцевості, є U, Th та ізоотоп  $^{40}\text{K}$ . Вміст цих елементів різний у породах різного речовинного складу та генезису. Зміна значень радіаційного поля свідчить про зміну порід. Ці методи дозволяють уточнювати геологічну будову поверхні. Недоліком їх є те, що шар пухких відкладень товщиною

більше 1 м екранує радіоактивність корінних порід. Для регіональної геології найбільш продуктивним є аерогаммаспектрометричний метод, який визначає не тільки загальний фон радіоактивності, а й вмісту елементів, якими він обумовлений. Це дозволяє розділити породи з близькою радіоактивністю, але обумовленою різними радіоактивними елементами.

*Магнітометричні методи* засновані на вивченні магнітних властивостей порід. Вони обумовлені мінералами заліза, насамперед, магнетиту, меншою мірою іншими мінералами заліза, вміст яких неоднаковий у породах різного складу. Існують методики для розрахунку глибини залягання покрівлі та підшви магнітних геологічних об'єктів, що має значення для тривимірних геологічних побудов. Цей метод часто використовується в комплексі з аерогаммаспектрометричним.

*Гравіметричні методи* засновані на вивченні параметрів поля сили тяжіння територій, які обумовлені щільністю порід, що обумовлена їх складом і генезисом. На гравіметр впливають як породи, що виходять на поверхню, так і залягають на глибині.

*Сейсмометричний метод* заснований на вивченні коливання шарів Землі, викликаних як природними причинами, так і штучно. Швидкість розповсюдження сейсмічних хвиль (коливань) залежить від густини порід. Вони відбиваються від меж шарів порід різної щільності. Визначаючи швидкості проходження відбитих сейсмічних хвиль, встановлюють глибину залягання поверхонь розділів порід з різною щільністю. Сейсмометричний метод є основним, що дає уявлення про глибинну структурну будову.

## **2.2 Методи визначення віку гірських порід**

Визначення віку утворення порід – одна з основних умов достовірності геологічних побудов, тому геохронологічні методи досліджень дуже важливі для регіональної геології. Геологічні підрозділи регіону прив'язуються до міжнародної геохронологічної шкали. Вік порід може бути абсолютним, вираженим у роках, і відносним, якщо встановлюється вікова послідовність їхнього утворення. Усі методи поділяються на геологічні, палеонтологічні, ізотопні, палеомагнітні. Найбільш достовірними вважаються визначення віку, отримані за комплексним визначенням різними методами.

### **2.2.1 Геологічні методи**

визначення віку дають уявлення переважно про відносний вік порід. Вони розділяються на *стратиграфічний, магматичний, метаморфічний, структурний, палеокліматичний, палеогеографічний.*

*Стратиграфічний метод* заснований на головному постулаті стратиграфії: що вище за розрізом залягає гірська порода, тим вона молодша. Однак слід враховувати можливість порушеного залягання первинної шаруватості осадової товщі. При цьому методі враховуються можливості латеральної зміни складу порід, циклічність осадоконакопичення. Особливо важлива наявність у розрізах вулканогенних відкладень та їх склад. Вони, як правило, накопичуються поблизу та одночасно на значних площах. Велике значення має встановлення характеру взаємовідносин стратифікованих утворень: узгоджене, із стратиграфічною перервою, з кутовою незгодою, визначення тривалості перерв в осадоконакопиченні.

*Магматичний метод* допомагає виявити вікову послідовність стратифікованих і нестратифікованих утворень. Порооди, що прориваються інтрузивами є давнішими за них, а ті, що їх перекривають їх з розмивом, є молодшими. Магматичні породи певного складу зазвичай вторгаються протягом певних епізодів (стадій, фаз) тектоно-магматичних циклів і розповсюджуються в межах єдиних структурно-формаційних зон. Наприклад, на початку тектоно-магматичних циклів переважає магматизм основного складу, а наприкінці – кислого. Для платформних умов характерний магматизм специфічного складу: траппова формація, ультралужні породи, кімберліти, карбонатіти. Це дозволяє корелювати роз'єднані масиви магматичних утворень. Необхідно виключати можливу приналежність магматичних порід близького складу до різних вікових рівнів.

Велике значення для кореляції та розчленування петрохімічно подібних магматичних утворень має визначення їх геохімічної спеціалізації, зазвичай властивих визначним етапам розвитку структурно-формаційних зон.

В основу *метаморфічного методу* покладено діагностичні ознаки регіонального метаморфізму, які виявляються одночасно на значній території. При цьому слід враховувати можливу зональність метаморфізму та повторюваність умов метаморфізму, тому що метаморфічні процеси часто супроводжуються певними типами метасоматичних процесів.

*Структурний метод* заснований на однотипності структурних форм у межах структурно-формаційних зон, що сформувалися у певні стадії тектоно-магматичних циклів у рухомих областях. В епохи первинної консолідації континентальної земної кори виникають граніто-гнейсові купола і розділяючи їх зеленокам'яні пояси. На початкових стадіях тектоно-магматичних циклів на платформах утворюються грабени та інші негативні структури, на заключних етапах формуються гірсько-складчасті споруди з міжгірськими і

передгірськими прогинами та лінійна складчастість як результат колізійної стресової напруги. Проміжному (тафрогенному) етапу формування платформ властиві палеорифтові пояси (авлакогени) і перикратонні прогини. У платформний період загального занурення формуються конседиментаційні западини типу синекліз.

*Палеокліматичний метод* враховує палеокліматичні умови, які впливали на характер седиментації у басейнах осадонакопичення, поширених на значних теренах платформ. Наприклад, червонокольорові утворення накопичуються в аридному, вугленосні в гумідному, а льодовикові у нівальному кліматі.

Для *палеогеографічного методу* важливо враховувати географічні умови осадоконакопичення, які охоплюють великі площі. При цьому встановлюються межі різних географічних зон: гірських споруд, алювіальних рівнин, мілководних басейнів осадоконакопичення. Для кожних географічних умов характерні певні типи осадів. Наприклад, солі та сульфати відкладаються в лагунних умовах, органогенні карбонати в шельфових зонах, грубоуламкові осади в гірських умовах і т.д. Слід зазначити, що для окремих періодів докембрія властиві певні типи геологічних формацій, структурних форм, умов метаморфізму, що не повторюються у подальшій історії. Наприклад, масштабний ультра основний вулканізм притаманний лише для архею, граніти рапаківі – для завершальній стадії формування фундаменту давніх платформ, зеленокам'яні пояси - для пізнього архея і т. д. Для визначення відносного віку геологічних утворень має значення перший епізод їхньої появи в історії Землі. Наприклад, червонокольорові та льодовикові відкладення відомі лише із середини карелія, офіоліти та евапорити – з рифея, лужні магматити - з кінця карелія. Регіональний метаморфізм гранулітової фації характерний для раннього архею.

*Палеонтологічний метод.* У процесі еволюції органічного світу окремі органічні форми існували в різні відрізки часу. Знаходячи у викопному стані ознаки вимерлих органічних форм відомого віку, встановлюється час накопичення опадів, що їх містять. Що менш протяжний інтервал існування тих чи інших видів, тим точніше визначається вік відкладень. Для різних відрізків історії Землі визначено керівні форми викопних органічних залишків, які дають змогу прив'язати стратони до відповідних інтервалів міжнародної геохронологічної шкали. Палеонтологічний метод використовується здебільше для визначення віку осадових порід фанерозою.



Для докембрію його можливості значно обмежені через брак керівних форм, і що далі вглиб історії Землі, тим менше його значення.

### **2.2.2 Ізотопні методи**

Ізотопія дає можливість визначити вік порід і з'ясувати процеси речовинного перетворення, що відбувалися в них, в абсолютному літочисленні. Методи засновані на природному явищі саморозпаду ізотопів ряду хімічних елементів з утворенням стійких ізотопів. Існує багато модифікацій визначення ізотопного віку, найбільш широко з яких в геологічній практиці використовуються калій-аргоновий, рубідій-стронцієвий, свинцеві, самарій-неодимові методи. В більшості випадків застосовується метод побудови ізохронних графіків з використанням відношення відносних змістів материнського і дочірнього ізотопів до стійкого ізотопу материнського елемента. Для цього виконують серії проб з одного геологічного тіла зі значними варіаціями вмісту ізотопів. Достовірною вважається внутрішня ізохрона, що отримана шляхом визначення вмісту ізотопів у мінералах з однієї проби.

Калій-аргоновий метод заснований на саморозпаді  $^{40}\text{K}$  з утворенням  $^{40}\text{Ar}$ . Зважаючи на те, що аргон – газ, при нагріванні та стресових напругах він легко видаляється з кристалічних решіток мінералів. Тому калій-аргоновий метод застосовується для визначення віку мезо-кайнозойських порід, які не піддалися впливу накладених процесів. Для калій-аргонового методу використовують мінерали з високим вмістом калію, характерні для кислих магматичних порід (польові шпати та слюди). Для визначення ізотопного віку осадових порід калій-аргоновим методом використовується глауконіт.

Рубідій-стронцієвий метод заснований на саморозпаді  $^{87}\text{Rb}$  з утворенням  $^{87}\text{Sr}$ . Він відноситься до твердофазних методів і вважається надійнішим, ніж калій-аргоновий. Цей метод використовується для визначення віку магматичних порід, багатих на калій, а, відповідно, і рубідій. Такими породами є різновиди кислого та середнього складів. Рубідій-стронцієвий метод дозволяє отримати початкове відношення радіоактивного та стійкого ізотопів материнського елемента. Це відношення показує, який генезис має порода: мантійний при значенні відносини  $< 0,705$  або коровий при значенні відношення  $> 0,705$ .

*Свинцеві методи* засновані на утворенні стійких ізотопів свинцю при розпаді ізотопів урану та торію.  $^{238}\text{U}$  розпадається з утворенням  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{235}\text{U}$  -  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$  -  $^{208}\text{Pb}$ . Результати вважаються надійними, якщо всі три

співвідношення є близькими. Для визначення віку порід свинцевими методами використовуються мінерали з високими вмістами урану та торію. Ці мінерали містяться у породах кислого та середнього складів. Найчастіше використовується широко поширений мінерал циркон, але використовують також апатит, моноцит, ксенотим.

*Самарій-неодимовий метод* використовує співвідношення материнського ізотопу  $^{147}\text{Sm}$  та дочірнього –  $^{143}\text{Nd}$ . Цей метод використовується для визначення віку магматичних порід основного та ультраосновного складів з високим вмістом рідкоземельних елементів.

### **2.2.3 Палеомагнітний метод**

Метод заснований на дійсному або уявному переміщенні магнітних полюсів планети. При утворенні гірських порід у процесах застигання магми та накопичення осадів, магнітні мінерали (здебільше магнетит) орієнтуються строго по магнітним силовим лініям Землі. Набуте орієнтоване розташування магнітних мінералів на стародавні полюси в породах зберігається назавжди.

Лише при нагріванні їх до температури вище точки Кюрі відбувається перемагнічування мінералів. Для магнетиту це близько  $580\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Для визначення напрямку на древній полюс Землі з породи відбирається серія орієнтованих зразків. Знаючи траєкторію переміщення полюсів для геоблоків, за збереженими у породах напрямками магнітних силових ліній визначають час утворення породи. Зважаючи на те, що геоблоки переміщуються відносно один одного, для кожного з них визначають траєкторію переміщення полюсів і з нею зпівставляють отримані результати.

### **2.3 Контрольні питання для самоперевірки:**

1. Які є методи прямого вивчення регіональної геологічної будови?
2. Які є методи опосередкованого, не прямого вивчення будови?
3. Які є геологічні методи вивчення регіональної будови?
4. Які є методи визначення віку гірських порід?
5. Які є ізотопні методи визначення віку гірських порід?

## ТЕМА 5

### 2.1. ВОЛИНО-АЗІВСЬКА ПЛИТА

Північним кордоном Волино-Азовської плити (ВАП) є Ратнівській горст, на сході вона обмежена УЩ, на півдні крайовим швом з'єднується з Скіфською, а на південному заході шовною зоною Тейшейра-Торнквіста з Західно-Європейською молодими плитами. Знаходячись на околиці СЄП, на початках плитного етапу ВАП разом з усією платформою розвивалася в режимі перикратонного прогинання. Наступні етапи еволюції були пов'язані зі структурами шовної зони різновікових платформ, що тоді формувалися.

У структурі фундаменту ВАП виділяються: *південно-західна околиця*, що включає Ратнівський горст, Ковельський виступ, Волино-Подільську монокліналь і Північно-Молдавський виступ, і *південна околиця*, що охоплює Молдавську та Південно-Українську моноклінали, об'єднані в спільну чохову структуру. Причому тектонічний розвиток Молдавської моноклінали тісно пов'язаний з Балтійсько-Придністровською системою перикратонних прогинів, тому вона входить до складу Дністровського перикратону.

#### **2.1.1 Південно-західна околиця (Волино-Подільський сегмент)**

Ця околиця розташована у Волинській, Рівненській, Тернопільській, Хмельницькій, Львівській, Івано-Франківській, Чернівецькій областях України і північній Молдові, де охоплює Поліську низовину, Волино-Подільську височину (Гологоро-Кременецьке низькогір'я, Товтрову гряда, Ростоцькі пагорби), Придністровську височину, частково рівнину Передкарпаття.

*Південно-західна околиця* охоплює південну складову Балтійсько-Придністровської системи перикратонних прогинів - *Дністровський перикратонний прогин*. Докембрійський фундамент ВАП східчасто занурюється від УЩ за системами скидів на захід-південний захід, від 5—7 км на Волині до 4,5—5 км у Західному Причорномор'ї. У структурі складчастого фундаменту виділяються: *Ратнівський горст*, *Прип'ятський вал* та *Північно-Українська горстова зона*, *Ковельський виступ*, *Волино-Подільська монокліналь* та *Північно-Молдавське підняття*, що роз'єднує Волино-Подільську та Молдовську моноклінали.

Платформний осадовий чохол північних структурних елементів околиці складений породами рифею, венду та нижнього палеозою, а в межах Волино-Подільської моноклінали також відкладами девону, карбону, юри. Кристалічний цоколь повсюдно перекритий породами крейди і фрагментарно кайнозою. На Північно-Молдавському виступі чохол меншої

товщини і скороченого стратиграфічного розрізу: відсутні відклади рифею, венду, більшості відкладів крейди.

На півночі, біля кордону з Білорусією, у поверхні фундаменту на глибинах від -100 до -1400 м субширотною 350 км смугою шириною 15—40 км простягається *Ратнівський горстовий виступ*. Його контролюють Північно- та Південно-Ратнівський розломи, амплітуди яких зростають на захід від 100—150 до 1000—1400 м. Південніше розташований Ковельський виступ, обмежений на південному сході глибинним Володимир-Волинським скидом амплітуди до 2,0 км, де фундамент залягає на глибинах 1—2,3 км.

*Волино-Подільська монокліналь* займає більшу частину південно-західної околиці, де розкривається у бік крайового тектонічного шва СЄП. Монокліналь простягається вздовж шва, від Володимир-Волинського розлому на півночі до Монастирищенсько-Тетерівського на південному сході, на 200 км. Максимальної ширини (до 170 км) вона сягає у північній частині, звужуючись на південний схід, де плавно з'єднується з Північно-Молдавським виступом фундаменту. Асиметрія структури монокліналі обумовлена розміщенням занурених блоків на півночі між Володимир-Волинським та Луцьким розломами (Волинський, Стирський блоки). З північного сходу на південний захід Стирський блок занурюється від 0,8 до 4,7 км, упираючись в Устилуг-Рогатинський розлом, за яким розташовується крайовий Сокальський блок. Велику площу Волино-Подільської монокліналі займають підняті блоки, розташовані на південний схід від Луцького розлому (Подільське плато). Вони утворюють її пологий Подільський борт, що занурюється на захід від 3,7 до 4,2 км поблизу крайового шва. Північно-Молдавський виступ відокремлює з півдня Волино-Подільську монокліналь від Молдавської монокліналі. Дорифейський фундамент залягає тут на глибинах близько 2 км.

Структура фундаменту зім'ята в круті лінійні складки, які контролюють системи глибинних розломів: діагональні північно-східного (Ковельський, Володимир-Волинський, Луцький, Суцано-Пержанський, Тетерівський Білоцертовський) і північно-західного (Рава-Руський, Белз-Балучинський, Тлумацький, Сокальський, Подільський) орієнтування, субмеридіональні (Радехів-Рогатинський, Рівненський, Шепетівський) та субширотні (Прип'ятський Ратнівська та Овруцька зони, Андрушівський) розломи.

У фундаменті південно-західної околиці СЄП виділяються різновікові археї-ранньопротерозойські області тектоно-магматичної активізації. *Досвієкофенно-карельська складчастість* (до 2,6млрд. р.) охоплює слабо

перероблені ранньоархейські гранулітові і грануліто-гнейсові комплекси (Вінницький, Могилівський, частково Тернопільський блоки Дністровсько-Бузького району).

*Свекофенно-карельська складчастість* (2,6 -1,75 млрд. р.) охоплює області з різною орієнтацією структурних елементів:

а) Азово-волиніди (бузька і тетерівська серії) північно-західного орієнтування, що облямовують давніші структури (Чорнобильський, Новоград-Волинський, частково Осницький, Кременецький, Тернопільський, Стрипський та Чернівецького);

б) Саксаганіди субмеридіонального орієнтування в околичних блоках на заході України (аналоги криворізької серії нижнього протерозою);

в) Волиніди північно-східного простяганням, складені комплексами основних, кислих і середніх ефузивів, за первинним складом близькі до діабазово-кварцово-кератофірової формації, змінені процесами гранітизації.

*Області готської тектоно-магматичної активізації* (1,75 -1,2 млрд. р.) охоплюють частину перероблених волинід (Осницький блок).

На південно-західній околиці СЄП виділяються геоструктурні елементи з різним віком базальних горизонтів осадового чохла, які зі стратиграфічною незгодою налягають на дорифейський фундамент. Структури Дальсландсько-ранньобайкальської (рифейської) епохи представлені *Овруцькою синкліналлю* та *Волино-Поліським прогином*.

*Овруцька синкліналь* розташовується в північній частині УЩ у межах Славчансько-Овруцької височини. Це асиметричний, субширотний прогин з пологим південним і крутим північним крилами, заповнений верхньопротерозойськими утвореннями Овруцької серії, які з незгодою залягають на кіровоградсько-житомирському комплексі фундаменту. Нижню половину Овруцької серії складають ефузиви з прошарками пісковиків і філітоподібних сланців (збраньківська світа, 1,5 млрд р.), верхню -теригенні породи толкачівської світи. Вулканогенно-осадова формація Овруцької синкліналі належить до Дальсландського комплексу, породи слабше метаморфізовані за фундамент, зберігши горизонтально-шарувату текстуру.

*Волино-Поліський прогин* розташовується на крайньому північному заході ВАП, у межах південно-західної околиці Волино-Оршанського середньо-пізньо-рифейського прогину. На території України він заповнений теригенною і теригенно-вулканогенною червонобарвними формаціями Поліської серії рифею та покривно-льодовиковою формацією нижнього венду. Поліську серію складають горизонтально шаруваті пісковики,



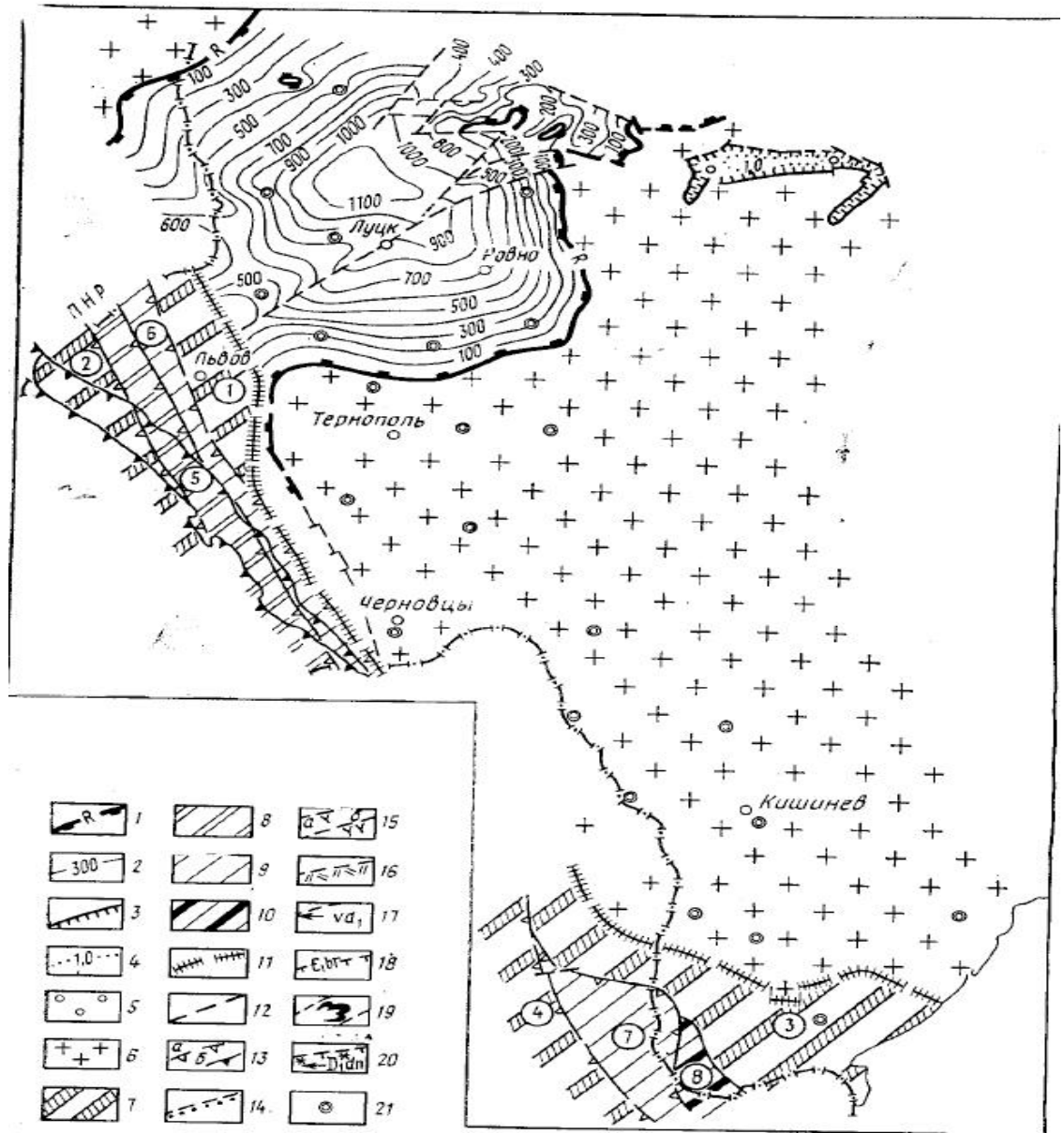
алевроліти, глини. На бортах прогину поширені аркозові та полевошпатові пісковики, в осьовій частині полевошпатово-кварцові. У верхній частині серії (горохівська світа) серед теригенних порід залягає кілька пластових тіл і лінз габро-долеритів, пов'язаних з трапповим вулканізмом Волинського віку.

Осьова частина Волино-Поліського палеопрогину простягається уздовж смуги максимальних товщин чохла, які в Маневицькій палеодепресії досягають 900—1100 м (рис. 1). Волино-Поліського прогин є крайовим, довжина якого за контуром поліської серії складає 350 км, ширина до 300 км. Під його осьовою частиною розміщується Волинський грабен фундаменту, контрольований Володимир-Волинським та Луцьким крайовими розломами.

Поліська серія накопичувалася на рифтовому етапі протягом дальсландського (до 1 млрд. р.) і ранньобайкальського (до 0,6—0,65 млрд. р.) тектогенезу і складає доплитний комплекс, що залягає на денудованій поверхні фундаменту платформи, заповнюючи прогнуті ділянки.

На околицях Волино-Оршанського палеопрогину на заключній стадії розвитку утворилися пластові габро-долеритів поліської серії (середній-верхній рисей). Покривно-льодовикова формація нижнього венда (бродівська серія) поширена фрагментарно і представлена глинисто-алеврито-піщаними породами, товщиною до 45 м, складається з уламків порід поліської серії та кристалічного фундаменту.

З раннього венда відбувалася докорінна перебудова околиці СЄП і ВАП постав як самостійна структура. У ході ранньобайкальського тектогенезу відбувалося перикратонне опускання околиці платформи та її епібайкальської облямівки. Протягом накопичення волинського вулканогенного комплексу виливалися великі маси базальтової магми, утворюючи траппові покриви. Траппова і ефузивно-теригенна формації заповнили новий прогин, що сформувалася у гирловій частині Волино-Поліського палеопрогину (рис. 2). Пояс траппів шириною до 300 км простягається 770 км дугою від Білостока у Польщі до Чернівців. Максимальні товщини траппів накопичилися в осьовій зоні прогину (Шацька депресія у Ковельському блоці, Ратська у Ростоцькому). Волинська серія успадковує блокову структуру фундаменту, нарощуючи розріз осадового чохла в межах рифейського палеопрогину на 400—600 м (Ковельський виступ, Волинська депресія). Глибина її залягання в Ростоцькому блоці 4-9,5 км. На більшій частині Подільського плато та на Північно-Молдавському виступі волинська серія залягає на фундаменті, потоншуючись від 200 м до виклинювання.



**Рисунок 1. Волино-Азовська плита (середній-верхній рифей, польська серія)**

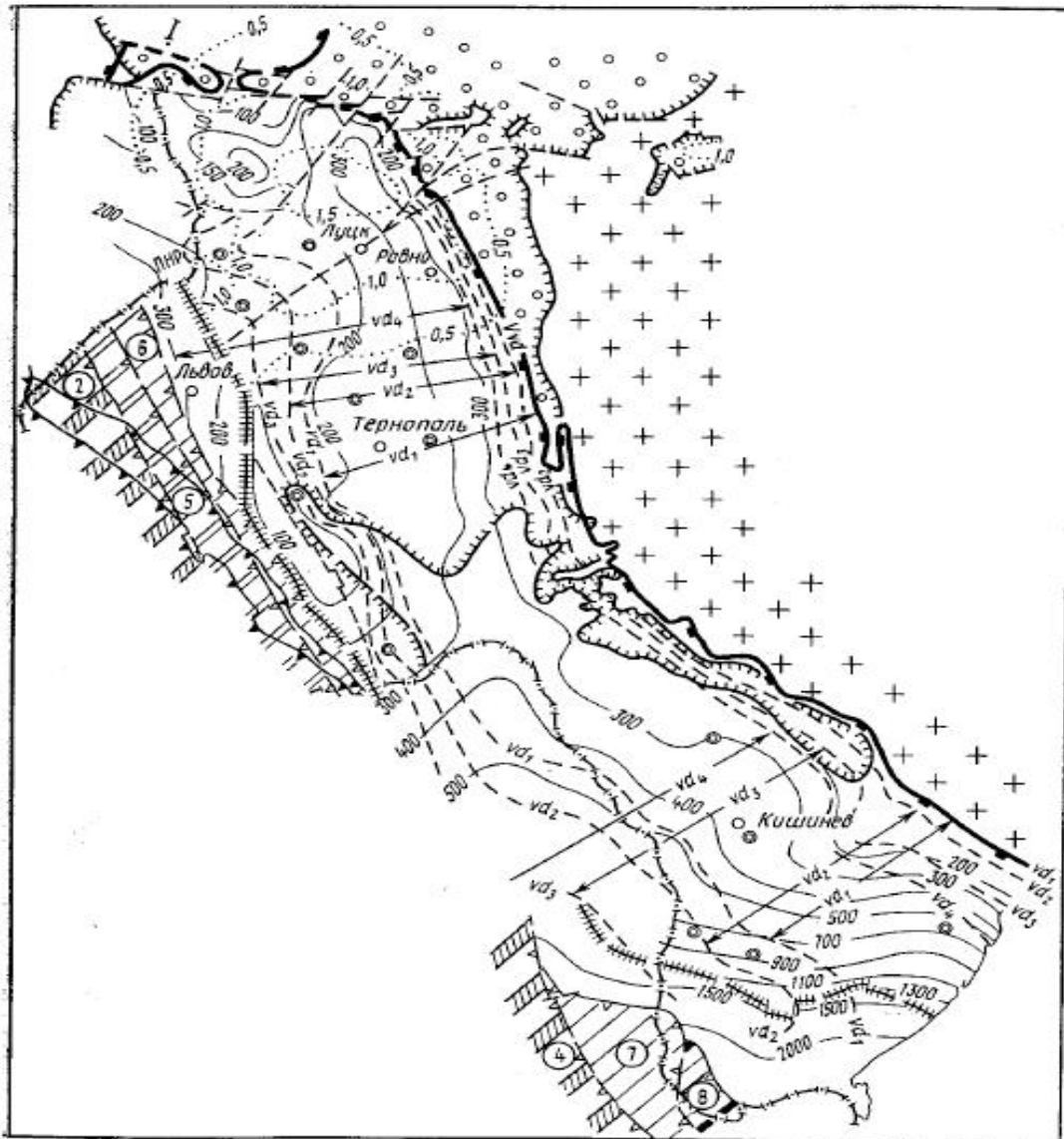
1 - межа спарагмітової червонобарвної формації польської серії, 2 – ізопахіти, м; 3-6 - ранішні осадові комплекси: 3 - межа поширення, 4 – ізопахіти, км, 5 – фундамент під ранішнім чохлам за межами польської серії, 6 - фундамент, не перекритий польською серією; 7-10 - структури фундаменту молодого облямування СЄП консолідації: 7- дальсландсько-байкальської: Ростоцька зона (1), Лежайський масив (2), Кілійська зона (3), Центрально-Добруджський масив (4); 8- салаїрської: Коханівська зона (5); 9 - каледонсько-герцинської: Рава-Руська зона (6), зона Мечін Північної Добруджі (7); 10 - кіммерійської: зона Тулча Північної Добруджі; 11-12 - розриви: 11- крайовий СЄП, 12 - осадового чохла платформи; 13- регіональні насуви: а- доальпійські, б- альпійські, форланду шар'яжів Флішевих Карпат і молас Прокарпатського прогину; 14—16-межі трапової формації: 14 — базальної аркозово-піщаної горбашівської світи, 15- нижніх (а) та верхніх (б) базальтових покривів берестовецької світи, 16- середньої осадово-пірокластичної субформації; 17-20—межі: 17-валдайської серії; 18- бережківської серії; 19 - рифогенних карбонатних споруд; 20 - молас дністровської серії нижнього девону {Боянецький прогин}; 21 – свердловини.

У подошві волинської серії залягає горбашівська свита (40—50 м), складена аркозовими пісковиками, рідше гравелітами (рис. 2). На схід та південний схід вона виклинюється, у підвалині розрізу залягає базальний горизонт, складений туфопісковиками, туфоалевролітами та туфоаргілами. Більшу частину волинської серії складають еффузивно-пирокластичні породи (берестовецька свита) базальтового, середнього і кислого складу. Шлакові брекчії, агломератові туфи, туффіти, туфопісковики складають середню частину берестовецької серії, розділяючи верхній та нижній горизонти базальтів (рис. 2). Пізньовендський вік накопичення теригенної частини валдайської серії відповідає початку формування платформного чохла ВАП.

*Валдай-кембрійський структурно-формаційний комплекс* складає нижній поверх чохла Балтійсько-Придністровської області перікратонного опускання. У валдайський час найбільше прогиналася її південний, Дністровсько-Прутський регіон на околиці платформи. Формування трогового прогину супроводжувалося вулканічними вторгненнями (кислі туфи, туффіти) в нижньо-валдайські породи. У ранньо-валдайську фазу, коли накопичувалися ритмічні континентально-морські теригенні формації, на Волино-Поділлі у межиріччі Збруча-Південного Бугу сформувався Ровенський прогин. На півдні (район м. Кишинев) він зчленовувався з Ганською депресією, що розкривалася у бік Добруджі. З боку крайового шва їх оточували палеопідняття (Ратно-Завадовське на Волино-Поділлі, Унгенське в Молдавії). У балтійську фазу раннього кембрію через розкриття міogeосинклінального трогоу і початком інверсійних перебудов у Добруджі, занурена зона перікратонного прогину змістилася на північний захід в район Ростоцького блока. В бережківську фазу пізнього кембрія прогинання поширилося аж до Балтійської синеклізи, у волинській частині Дністровського прогину накопичилося до 1 км піщаних осадів, тоді як у Переддобруджі область прогинання суттєво звузилася (Рис. 3). Товщини валдай-кембрійського базально-трансгресивного комплексу максимальні в Ростоцькому грабені (1,5-1,7 км), на Ратнівському горсті він розмитий, на Ковельському виступі виходить на домезозойську поверхню в ядрах Шацького, Любомільського, Овадненського підняття і Турійського валу. У Сокальському блоці до 4 км, в Ростоцькому - від 2,5 до 6,5 км, у Волинському грабені покрівля комплексу занурюється до 2,5—3,0 км,

У ранньому ордовіку, після тектонічної перебудови і перерви в осадонакопиченні у салаїрську епоху, у Балтійсько-Придністровській системі



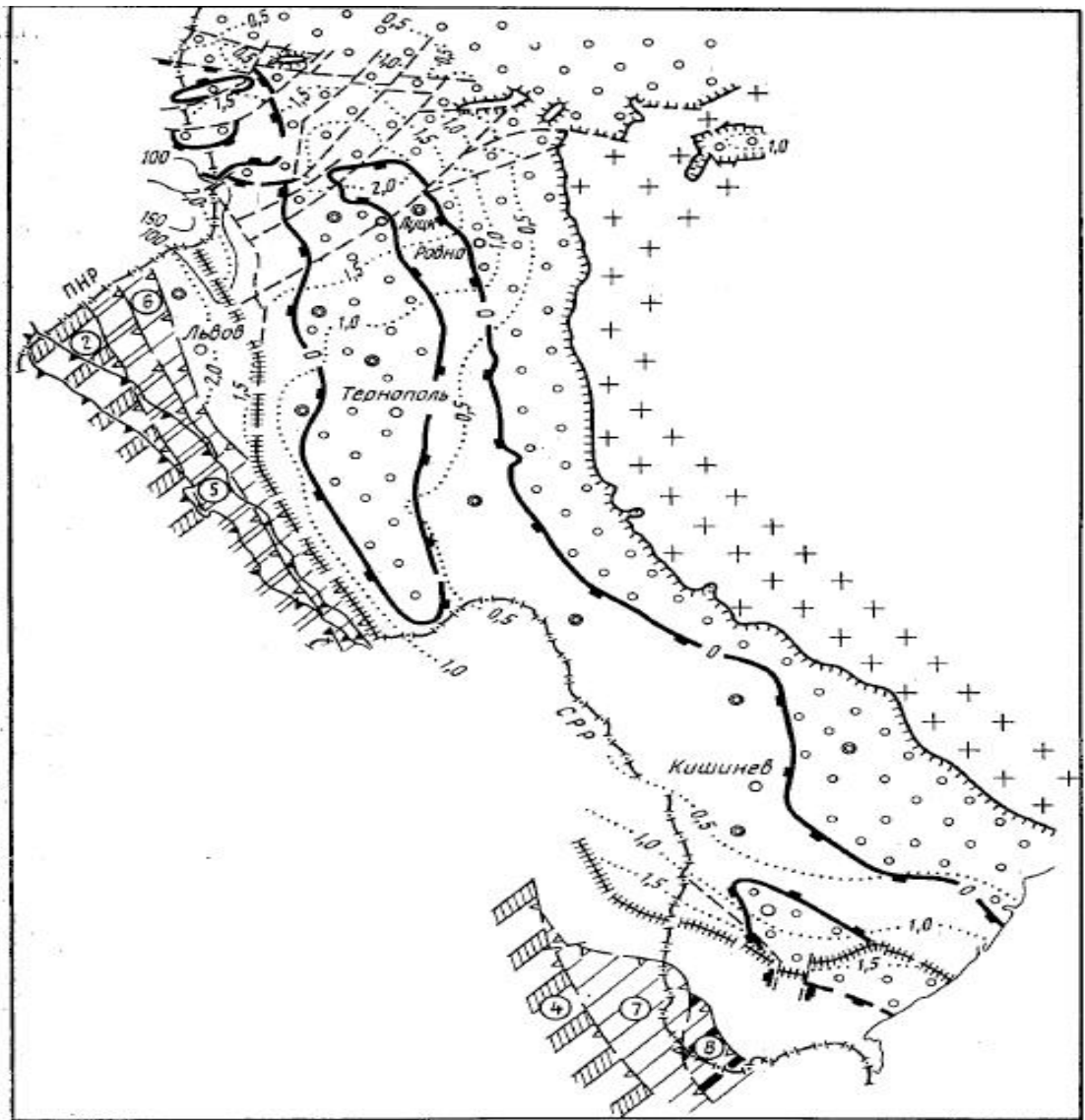


**Рисунок 3. Волино-Азовська плита (венд, валдайська серія, плитний комплекс, піщано-глиниста ритмічна формація стадії становлення Дністровського перикратону.**

на Волино-Поділлі сформувалися рифтові прогини (рис. 5). На регресивній стадії у Дністровському прогині накопичувалася карбонатно-теригенна формація тиверської серії (жединський ярус нижнього девону), як перехідна ланка від морських карбонатів до континентальної моласи.

Тиверська серія Волино-Поділля складена аргілітами з прошарками вапняків та мергелів, вгору по розрізу зростає вміст теригенного матеріалу з червоним відтінком. У бік околиць басейну сіро-барвні товщі заміщаються теригенними червонокольоровими. Релікти нижньодевонських відкладів, свідчать про розпад Дністровського перикратону в жодинський час на окремі прогини (рис. 6). Один з них перетворився на крайовий прогин (Боянецький), заповнений червонокольоровою моласою дністровської серії (до 1000 м). Він розташовувався в межах епібайкальської облямівки (Ростоцький блок) та околичних, «буферних» блоків (Сокальський та Загайпольський).

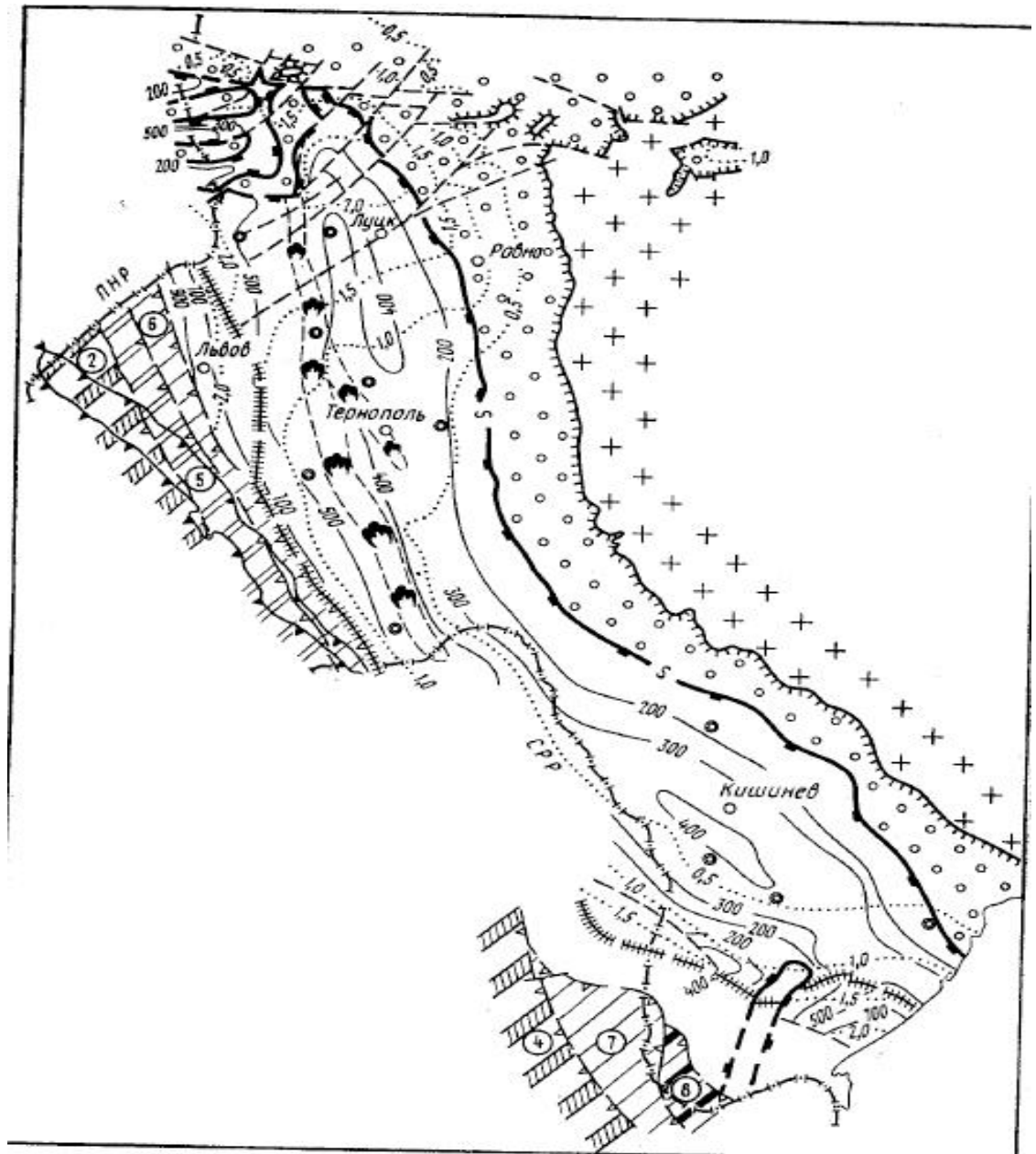




**Рисунок 4. Волино-Азовська плита (Ордовик, плитний комплекс, теригенно-карбонатна формація Дністровського перикратонного прогину).**

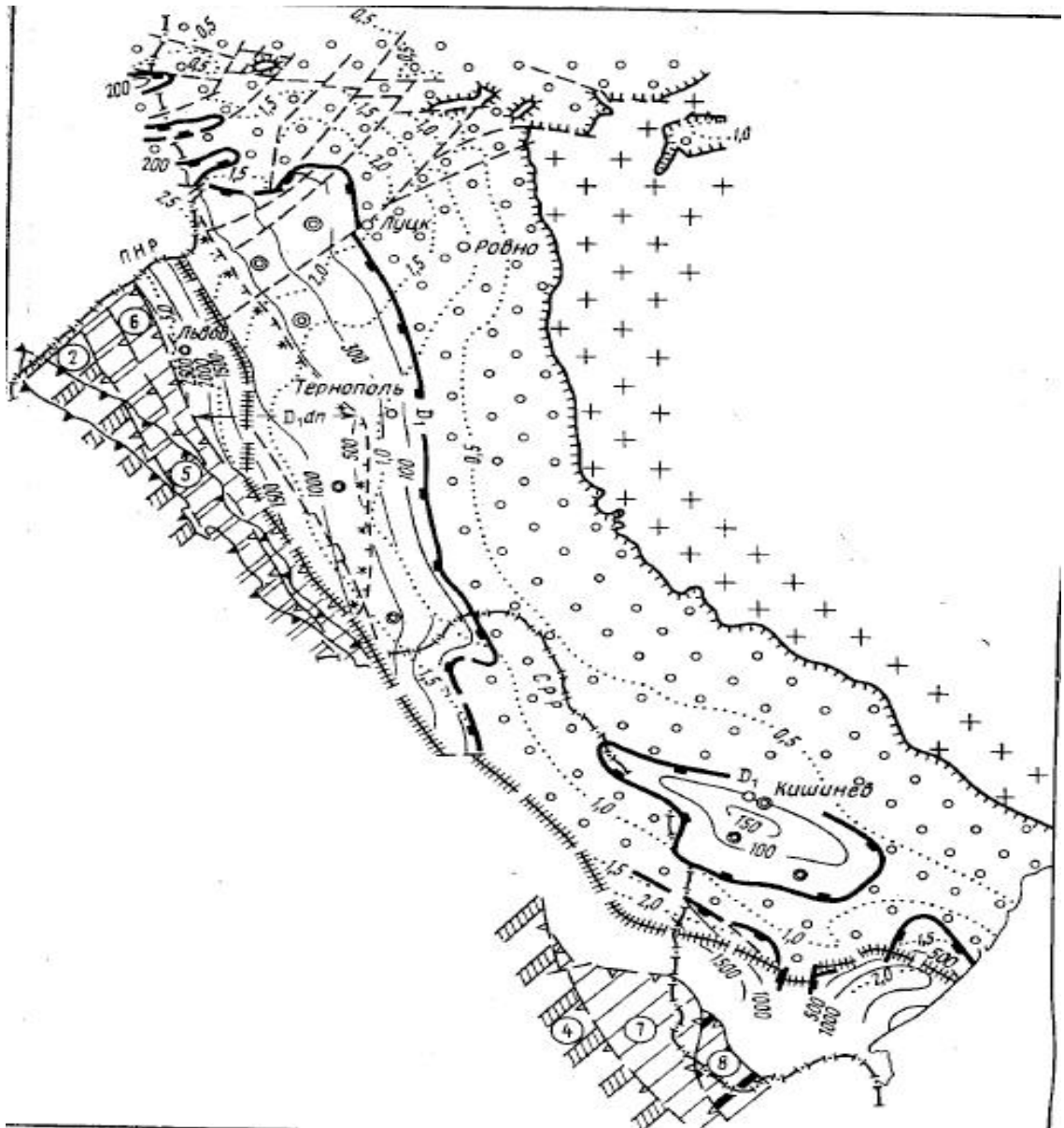
*Каледонський комплекс* розмитий на Ратнівському горсті, релікти є на Ковельському виступі. На південь від Володимир-Волинського розлому покрівля каледонід перекривається герцинідами, успадковуючи структуру Львівського прогину. Каледоніди беруть участь у будові Локачинського валу, а на південь моноклінально занурюється до околиці СЄП (рис. 7).

У *герцинську епоху* в середньому-пізньому девоні-карбоні сформувався *Львівський палеозойський прогін*, що об'єднав у своєму складі низку шовних прогинів таких як Боянецький крайовий прогін. Ця субплатформна депресія, що розвинулася на стику різновікових платформ, наклалася на північну частину Дністровського перикратону. Його широкий східний борт розташовується в межах Волино-Подільської монокліналі, центральна частина перекриває ранішні відклади чохла Ростоцького блоку, а короткий південно-західний зараз похований під покровом Рава-Руської зони.



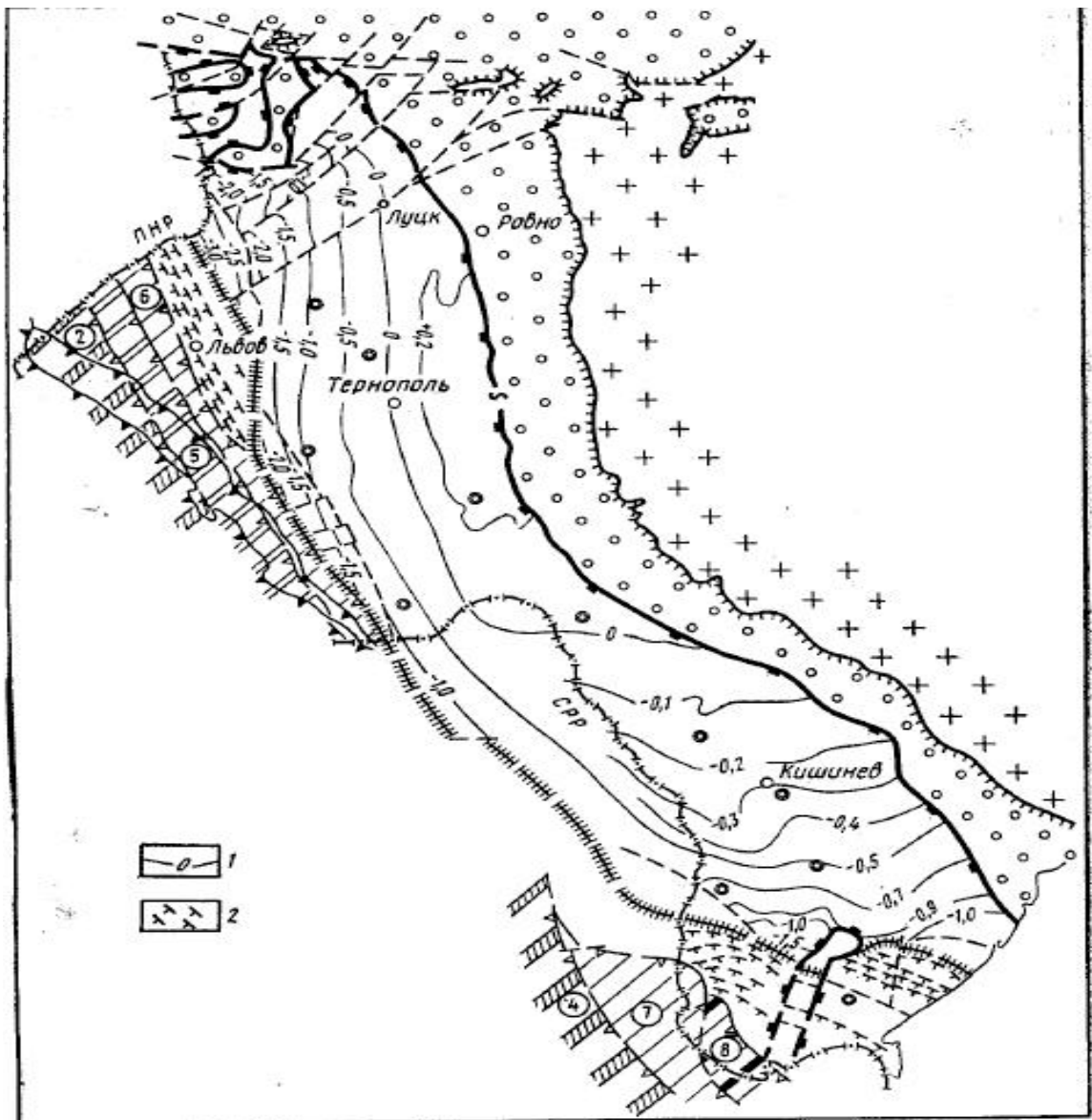
**Рисунок 5. Волино-Азовська плита (Силур, плитний комплекс, карбонатна формація Дністровського перикратонного прогину).**

Крім червонобарвних порід дністровської серії нижнього девону, Львівський прогин заповнений формаціями: теригенно-карбонатною середнього девону (понад 200 м); карбонатною франа-фамена (до 900 м); карбонатно-теригенною верхнього фамена (до 400 м); теригенно-карбонатною візейського ярусу карбону (до 310 м) і поліфасіальною вугленосною серпухівського та башкирського ярусів карбону (до 700 м). Середньодевонський комплекс контролює східний кордон Львівського прогину, на півночі він обмежений Ковельським виступом, на заході Рава-Руський насув відмежовує його від складчастих каледонід, на північному заході Кумувська сідловина - від Люблінського прогину.



**Рисунок 6. Волино-Азовська плита (Нижній девон, плитний та орогенний комплекси, карбонатно-теригенна регресивна (тиверська серія) і червонокольорова (дністровська серія) формації стадії закриття Дністровського перикратону.**

*Львівський прогин* складають три структурні поверхи, нижній з яких (нижньо-середньодевонський) має структуру крайового прогину; середній(середньо-верхньодевонський) - пологої западини, що мала зв'язок з Прип'ятським прогином; верхній (кам'яновугільний) - шовного прогину, що формувався під впливом інверсійних рухів у суміжній складчастій області (Волинський вугленосний басейн). При цьому нижньодевонський прогин має північно-західне простягання; у середньо-верхньодевонській западині співіснують дві структурних зональності: північно-західна в межах Ростоцького блоку та північно-східна на платформному східному борту; верхній кам'яновугільний прогин північно-західного простягання перекриває ранішні структури.



**Рисунок 7. Структура покрівлі силуру Дністровського прогину:**

1 – ізогіпси покрівлі силурійських відкладень; 2 - дислокації стиснення земної кори в межах епібайкальських облямівок стародавньої платформи.

Бретонська фаза активізації рухів на південно-західній околиці СЄП була пов'язана з головною тектонічною подією герцинського етапу — розпадом Сарматського щита на УЩ та ВА через утворення між ними Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецького рифту. Синхронно відбувалася перебудова північної частини Балтійсько-Придністровської системи перикратонних прогинів через підйом території з утворенням низки горстів (Лукувсько-Ратнівський і Ковельський виступи). Тоді ж утворився Волинський прогин, що розширив Львівський палеозойський прогин і сприяв його періодичному зв'язку з Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецьким авлакогеном.

Кам'яновугільний поверх Львівського прогину трансресивно перекриває Ковельський виступ та девонський прогин. У бретонську фазу

тектогенезу в Подільській частині на східному борту прогину утворилися структурні носи і тераси на тлі загального моноклінального занурення на захід до Рогатинського розлому. У західній зануреній частині прогину (Сокальський блок) складчастість північно-західного орієнтування формувалася конседиментаційно з середнього девону, а завершилося утворенням складчасто-розривних дислокацій наприкінці карбону.

*Кіммерійський комплекс* (триас-нижня крейда) складає шовні структури Західноєвропейської молоді платформи, що утворюють вузьку смугу уздовж західної околиці СЄП. На заході України це Стрийський юрський палеопротин, утворений над Коханівською, Рава-Руською та Ростоцькою зонами молоді платформи. Юрські відклади подекуди заповнюють стародавні ерозійні врізи на Волино-Поділлі (Сокальський блок, Ковельський виступ) і складають крайову монокліналь на південному сході, трансгресивно залягаючи на палеозойських комплексах.

*Ранньоальпійський комплекс* (альб-верхня крейда) перекриває всю південно-західну околицю СЄП, складаючи велике Волино-Подільське плато та Львівсько-Люблінський прогин, який є складовою пізньокрейдових крайових прогинів, відокремлених від Карпат Добрудзьсько-Північноморським валом. Будова крейдяного плато ускладнена поперечними депресіями (Волинь) та виступами. Волино-Подільське плато складено теригенно-кремнистою глауконітовою субформацією альба-сеномана, кремністо-крейдяною турону-сантону і мергельною кампана-мастріхта, сумарною товщиною до 350 м. Устилуг-Рогатинською системою розломів плато з'єднується з Львівсько-Люблінським прогином. На Волині до альбу сформувалися дві глибокі улоговини - Бельська та Пелчинська кільцеві структури - астроблеми, заповнені до 150 м товщами альба-сеномана.

*Пізньоальпійський комплекс* (палеоген-неоген) на Волино-Подолії заповнює Рівненську і Південно-Білоруську палеодепресії, де складений формаціями: мергельно-теригенною еоцену (до 50 м), піщаною олігоцену та карбонатно-теригенною морською сармата (до 100 м).

Протягом тектонічної інверсії на околиці СЄП у мобільній області її оточення з боку молоді Західноєвропейської платформи відбувалося «короблення» блоків вздовж розломів, орієнтованих ортогонально до фронту загально-платформного меридіонального колізійного стискання.

### **2.2.1. Південна околиця ВАП (Південноукраїнська монокліналь)**

За будовою докембрійського фундаменту і осадового чохла на південній околиці ВАП виділяється окрема регіональна структура -



*Південноукраїнська монокліналь*. Вона складається з двох районів - західного та східного, розділених Одеським глибинним розломом.

Західний район складає *Молдавська плита*. В її межах поверхня кристалічного фундаменту полого занурюється в південному та південно-західному напрямках із зміною глибин від 0 до 2,5—3,5 км (рис. 1). Структура фундаменту ускладнюється виступами та мульдами, які відбиваються в осадовому чохлі. Широкий виступ простежується від м. Унгени на південний схід до Одеського розлому, який розділяє північну пологу та південну крутішу зони занурення фундаменту. У південній зоні простягається низка горстових піднятих (Васинське, Капланське, Кайнарське). На південний захід від м. Кішинев розташовується велика депресія, що розкривається на захід, заповнена відкладами нижнього девону. На північ від м. Тираспіль розміщується велике Тираспольське гемі антиклінальне підняття.

У фундаменті *Молдавської плити* найбільше виражені глибинні субмеридіональні Одеський та Фрунзенсько-Арцизький розломи. Серед розломів північно-західного простягання найбільшими є Придністровський на півночі та Прутський на півдні. На схід від Одеського розлому в межах Південноукраїнської монокліналі зберігається загальне занурення поверхні фундаменту на південь з перепадом глибин від 200—300 м на височинах до 4-6 км на південному кордоні ВАП.

Подробленість фундаменту монокліналі збільшується з наближенням до південного кордону СЄП. У шовній зоні зростає амплітуда зміщень за субмеридіональними розломами, збільшується кількість субширотних розломів, які контролюють вузькі прогинів типу Скадовського грабену.

У межах південної околиці ВАП виділяються райони архейської (досвекофенно-карельської) та карельської складчастості. Перші представлені південними відгалуженнями Подільського і Придніпровського масивів. Найдавніші породи представлені дністровсько-бузькою серією, у розрізі якої переважають піроксен-плагіоклазові, біотит-плагіоклазові, амфібол-ппроксен-плагіоклазові, піроксен-воластоніт-скаполітові гнейси, що містять силли габро, габро-норитів, габро-амфіболітів, піроксенітів, олінінітів та перидотитів. Не менш широко тут розвинені утворення епідот-чарнокіт-мігматитової формації, які розглядаються як офіолітова формація протоокеанічної стадії розвитку території Українського щита.

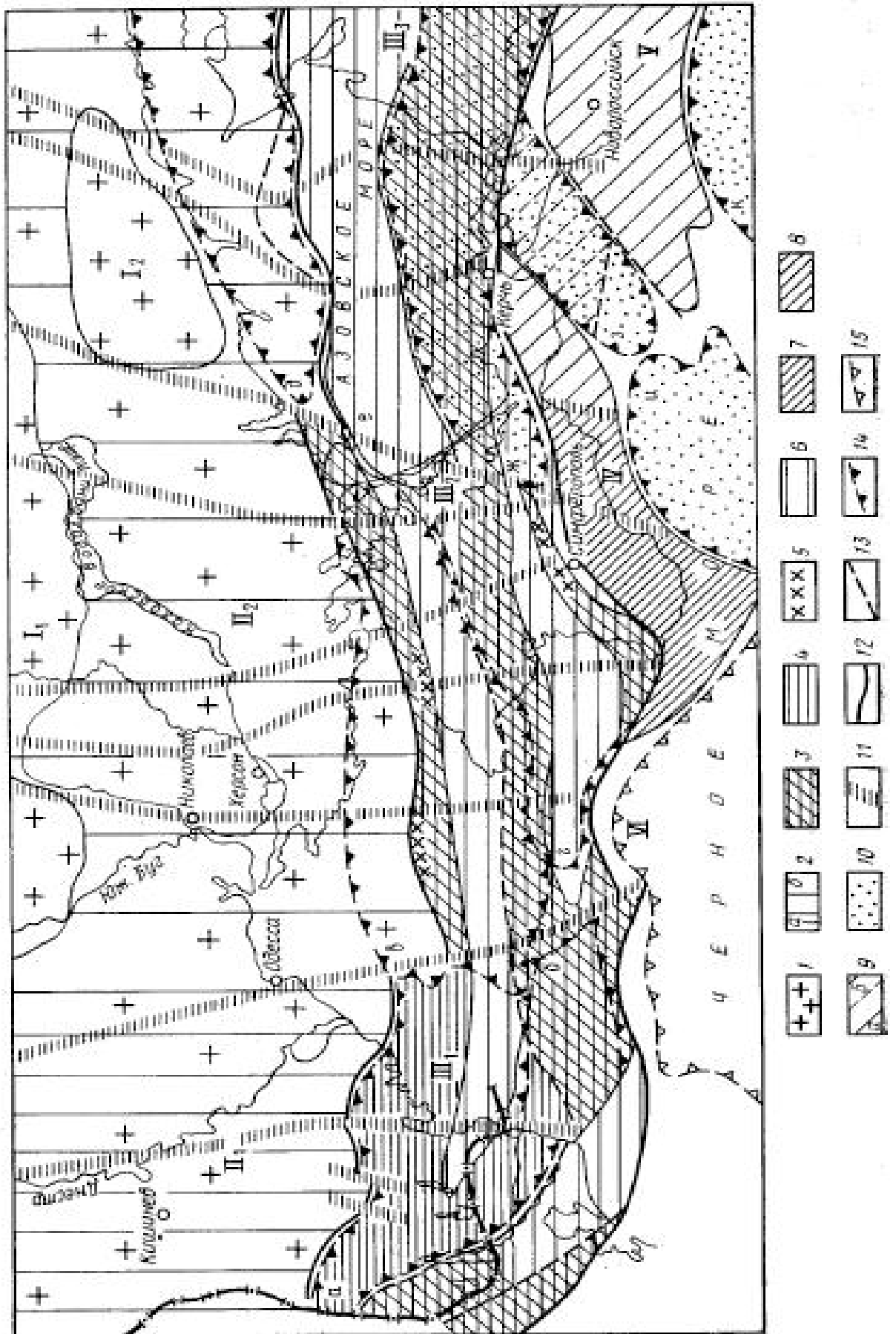


Рисунок 1. Схема тектонічного районування південної околиці СЄП:

1 - виступи дорифейського фундаменту; 2 - фундамент, перекритий осадовим чохлам: а - рифей-неоген, б - перм-неоген; 3 - варіський фундамент; 4 - ранньобайкальський фундамент; 5 - релікти байкалід у варіському фундаменті; 6 - кіммерійський фундамент; 7 - ранні кіммериди; 8 - пізні кіммериди; 9 - альпіди: а - встановлені, б - передбачувані; 10 - прогини альпід; 11 - субмеридіональні розломи дорифейського закладення; 12 - кордонні розломи; 13 - регіональні розломи; 14 - прогини та підняття чохла; 15 - глибоководна западина. Головні геоструктури: I-II - Східно-Європейська платформа: I - щити: I<sub>1</sub>-Український, I<sub>2</sub> - Азовський, II - Волино-Азовська плита: II<sub>1</sub> - західна частина, II<sub>2</sub> - південна частина; III - Скіфська плита: III<sub>1</sub> - Західний (Преддобруджський) сегмент, III<sub>2</sub> - центральний (Кримсько-Азовський) сегмент, III<sub>3</sub> - східний (Предкавказький) сегмент; IV-Гірський Крим; V - Північно-Західний Кавказ. Структури чохла: а - Переддобрузький прогин; б - Губкінський виступ; в - Каркінітсько-Північнокримський прогин; г - Каламітсько-Центральнокримське підняття; д - Північно-Азовський прогин; е-Азовський мегавал; ж - Індольський прогин; з - Південно-Керченський прогин; і - западина Сорокіна; к - Туапсинський прогин; VI - Західно-Чорноморська западина

Область розвитку свекофенно-карелід з переробленими фрагментами ранньоархейських комплексів простежена на південному продовженні Кіровоградського блоку між Одеським та Євпаторійсько-Скадовським розломами. Це осадово-вулканогенна інгуло-інгулецька серія, прорвана і перероблена інтрузіями та метасоматитами кіровоградсько-житомирського комплексу. Карельські комплекси складають вузькі субмеридіональні лінійні структури -релікти прото-геосинклінальних трогів раннього протерозою. Вони розділяють великі масиви архейської консолідації (Одесько-Тальнівська, Криворізько-Кременчуцька та Горіхово-Павлоградська зони).

*Південноукраїнська монокліналь* за повнотою розрізу чохла розділяється глибинним Одеським розломом на західну та східну частини. Західна включає комплекси від венду до антропогену, східна лише крейдяно-антропогенові. Венд-палеозойські товщі разом з прилеглими з південного заходу байкалідами Дністровсько-Прутського сегменту є складовою Балтійсько-Придністровської системи перікратонних прогинів.

Найдавнішими породами чохла є волинська серія, складена трапповою та ефузійно-теригенною формаціями, які заповнюють вузьку затоку у Кобрено-Могилевському прогині. В межах західної частини Південноукраїнської монокліналі базальний горизонт складає валдайська серія, товщиною понад 1 км, яка виклинюється на схилах щита. Відклади кембрію нарощують розріз валдайської серії на заході в Припрутті, де їх товщина близько 300 м. Разом вони складають єдиний комплекс мілководно-морських і континентальних теригенних червонобарвних порід, що сформувалися в області перікратонного опускання, що охопив околицю СЄП у зв'язку з активними рухами у прилеглій з півдня пізньобайкальській

геосинкліналі Добруджі. Структурний план венд-нижньокембрійського комплексу являє собою монокліналь, що занурюється із нарощенням товщини і повноти розрізу у південному напрямку.

Пізньобайкальські тектонічні рухи викликали загальним підйом території, що фіксується за розмивом середньо-верхньо-кембрійських та нижньо-середньо-ордовицьких відкладів. Структурно-формаційні комплекси, пов'язані з вариським циклом розвитку суміжної геосинкліналі, включають верхньоордовицьку теригенну, силурійську вапняно-доломітову, нижньодевонську теригенно-карбонатну та нижньокам'яновугільну карбонатну платформні. У цілому нині це морські прибережно-дрібноводні і частково континентальні. При цьому максимально розповсюдженими з товщинами до 1 км є силурійсько-нижньодевонська формація. Перші три із цих формацій утворилися на етапі максимального розтягу у глибоководному трогі Північної Добруджі (зони Мечін і Тулча).

Бретонська та судетська фази тектогенезу зумовили денудацію середнього-верхнього девону, карбону і пермі. Палеозойський комплекс має плащеподібне залягання (кути падіння 2—15°) з загальним наростанням товщини чохольних комплексів на південь. Серед улоговин палеосилуру найбільшою є Кишинівська западина, заповнена нижньодевонськими відкладами.

Протягом раннього мезозою зберігався режим загального підйому території з накопиченням на глибоко денудованій поверхні палеозою відкладів середньої-верхньої юри. Мілководні та континентально-лагунні теригенні і карбонатні відклади складають структурний поверх у північній прибережній зоні Переддобруджського юрського басейну, що сформувався внаслідок ранньокіммерійської складчастості у Північній Добруджі.

Кимерійський комплекс складається відкладами альба, які незгідно залягають на різновікових відкладах і перекриваються породами верхньої крейди, палеогену та неогену. У цей період район був тісно пов'язаний з Північним Причорномор'ям. Якщо в крейдяний час ще існував єдиний седиментаційний басейн, що охоплював західно-південно-західну і південну околиці СЄП, то в палеогені сформувалося центриклінальне замикання Каркінітсько-Північнокримського прогину, а з неогену почалося занурення, обумовлене формуванням прилеглого Передкарпатського прогину.

Альпійський поверх складений платформними морськими мілководними карбонатно-теригенними формаціями сумарною товщиною до 500 м. Комплексу притаманне моноклінальне залягання з ускладненнями

малоамплітудними брахиформними підняттями та улоговинами, що успадковують структуру давніших поверхів.

У східній частині Південноукраїнської монокліналі розріз чохла суттєво скорочений, порівняно із західною, та представлений відкладами мезозою і кайнозою. Червонобарвна уламкова пермо-ранньотріасова 450-600 м товща залягає на фундаменті і перекривається в районі м. Скадовська породами нижньої крейди, а на сході середньої юри. Це релікти герцинської моласи, широко розвиненої у Переддобруджі і Передкавказзі, які заповнюють вузькі грабини субширотного простягання, сформовані у шовній зоні зчленування платформ різного віку.

*Альпійський комплекс* суцільним чохлам перекриває східну частину Південноукраїнської монокліналі зі збільшенням товщини з півночі на південь. У його складі виділяються нижньокрейдний, верхньокрейдно-еоценовий, олігоценно-нижньоміоценовий і середньоміоценово-антропогеновий структурні поверхи. Нижньокрейдний теригенний (пісковики, алевроліти, глини) в альпійській частині розрізу має прошарки крем'янистих порід. Трансгресивна формація має в підвалині базальну пачку прибережно-континентальних утворень до 50 м, вік яких омолоджується на північ від апту до пізнього альба. Вище залягають відклади верхньої крейди-еоцену, представлені вапняками, мергелями з прошарками пісковиків, алевролітів, глин. Платформна карбонатна формація (до 2 км) у покрівлі розрізу з розмивом перекривається олігоцен-нижньоміоценовою (майкопською) глинистою формацією товщиною до 1 км. На майкопі плащеподібно залягають мергелі, вапняки, глини, пісковики, конгломерати морського та лагунно-континентального генезису, які складають строкатобарвну теригенно-карбонатну формацію товщиною до 500 м.

Формації альпійського комплексу складають чохол південного схилу УЩ і північного крила *Каркінітсько-Північнокримського*, а на сході *Північноазовського прогинів*. Структурі комплексу властивий пологий моноклінальний нахил на південь у його північній смузі, що збільшується до крила Каркінітсько-Північнокримського прогину, яке ускладнюють пологі тераси, складчастість в нижніх горизонтах чохла. У шовній зоні зчленування плит сформувалися Скадовський грабен та Генічеська депресія.

*Північно-Азовський прогин* сформувався на докембрійському фундаменті у зоні зчленування СЄП та молоді Скіфської плити. Його південним кордоном є Головне Азовське порушення, амплітуда якого по фундаменту сягає 1,5—2 км. Глибина фундаменту у прогині досягає 2,5 км,



збільшуючись на схід. Біля Предкавказзя він занурюється у Єйський до-  
олігоцен-пліоценовий прогин, який є асиметричним грабеном, заповненим  
крейдовими і палеоцен-еоценовими відкладами товщиною 1,5-2 км.

### Контрольні питання:

1. Які структурні елементи і за якими кордонами вони виділяються у  
структурі докембрійського фундаменту Волино-Азовської плити (ВАП) на  
території України?

2. Де розташована *Південно-західна околиця* ВАП, до складу якої  
великої геоструктури вона входить і які великі структури фундаменту вона  
охоплює?

3. Які різновікові археї-ранньопротерозойські області тектоно-  
магматичної активізації виділяються у фундаменті *південно-західної* околиці ?

4. З яких стратиграфічних комплексів порід складений платформний  
осадовий чохол *південно-західної* околиці?

5. Які геоструктурні елементи з різним віком базальних горизонтів  
осадового чохла на фундаменті виділяються на *південно-західній* околиці?

6. Якими є будова та етапи структурної еволюції *Дністровського*  
*палеопрогину* платформного чохла?

7. Якими є будова та етапи структурної еволюції *Львівського*  
*палеопрогину* платформного чохла?

8. Яку структуру формаційні комплекси має *Кіммерійський* структурний  
поверх платформного чохла *південно-західної* околиці ВАП?

9. Яку структуру формаційні комплекси має *Ранньо- та*  
*пізньоальпійський* структурні поверхи платформного чохла *південно-західної*  
околиці ВАП?

10. Яка геоструктура сформувалася на *південній* околиці ВАП і з яких  
регіональних структур вона складається?

11. Які різновікові археї-ранньопротерозойські області тектоно-  
магматичної активізації виділяються у фундаменті *південної* околиці ВАП?

12. Якими є будова та етапи структурної еволюції *Південноукраїнської*  
*монокліналі* платформного чохла ВАП?

13. Яку структуру і формаційні комплекси має *Альпійський* структурний  
поверх платформного чохла *південної* ВАП?

## **1. СХІДНО-ЄВРОПЕЙСЬКА ПЛАТФОРМА**

У складі докембрійської Східно-Європейської платформи (СЄП) на території України виділяються дві великі негативні геоструктури, осадовий чохол яких сягає значної товщини. Це Руська та Волино-Азовська плити, що відрізняються глибиною залягання поверхні кристалічного фундаменту, особливостями будови і історії розвитку.

### **1.1 РУСЬКА ПЛИТА**

Руська плита охоплює північну частину території України: на сході вона обмежена Донецькою складчастою спорудою (ДСС), на півдні Українським щитом (УЩ), на півночі її кордоном є герциніди Уралу. Західним кордоном між Руською та Волино-Азовською плитами (ВАП) є Ратнівський горст. На півдні Руської плити простягається велика лінійна рифтогенна структура Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецького авлакогену (ДДА). Авлакоген входить до складу трансконтинентальної геоструктури Лінеаменту Карпінського (ЛК), який відділяє від УЩ кристалічний масив Воронезької Антеклізи (ВА).

#### **1.1.1 ЛІНЕАМЕНТ КАРПІНСЬКОГО**

Лінеамент Карпінського (ЛК) є одною з найбільших трансконтинентальних мобільних лінеаментних зон планети. Цей протяжний субширотний пояс складчастих дислокацій Євразії розтинає докембрійську Східноєвропейську платформу в межах Руської плити. Центральною ланкою поясу є ДДА, розташований на докембрійській Сарматській плиті на території України, а своїми дистальними закінченнями він заходить у межі молодих Західноєвропейської, Скифської і Туранської плит, що належать до складу Середземноморсько-Гімалайського мобільного поясу на території кількох Європейських та Азійських держав (рис. 1).

Пріоритет у виділенні поясу належить О. Карпінському, який у 1883р. визначив його як Польсько-Донецько-Мангишлацький «зачатковий кряж». ЛК простягається від Сандомирських гір (Польща) на північному заході до гірсько-складчастих споруд Нура-Тау і Султан-Уїз-дагу на південному сході, охоплюючи альпіотипні Канівські дислокації, Приазовську височину, Донецький кряж та Мангишлак. О. Карпінський розглядав «кряж» не як лінеамент, а як тривало живучу, фанерозойську (палеозойсько-мезокайнозойську) смугу складчастих дислокацій шириною до 300 км, окремі тектонічні елементи якої динамічно і просторово спряжені між собою геодинамічними причинами і рухами глобального масштабу. До аналогічних лінеаментних мобільних зон (кряжів) належать Урал, Тіман, Кавказ, Копетдаг.

О. Карпінський заклав основи концепції «наскрізних геоструктур», якими є лінеаментні пояси земної кори. Завдяки класичній роботі Е. Зюсса «Обличчя Землі» (1883-1909) такі пояси дислокацій стали відомі як «лінії Карпінського».

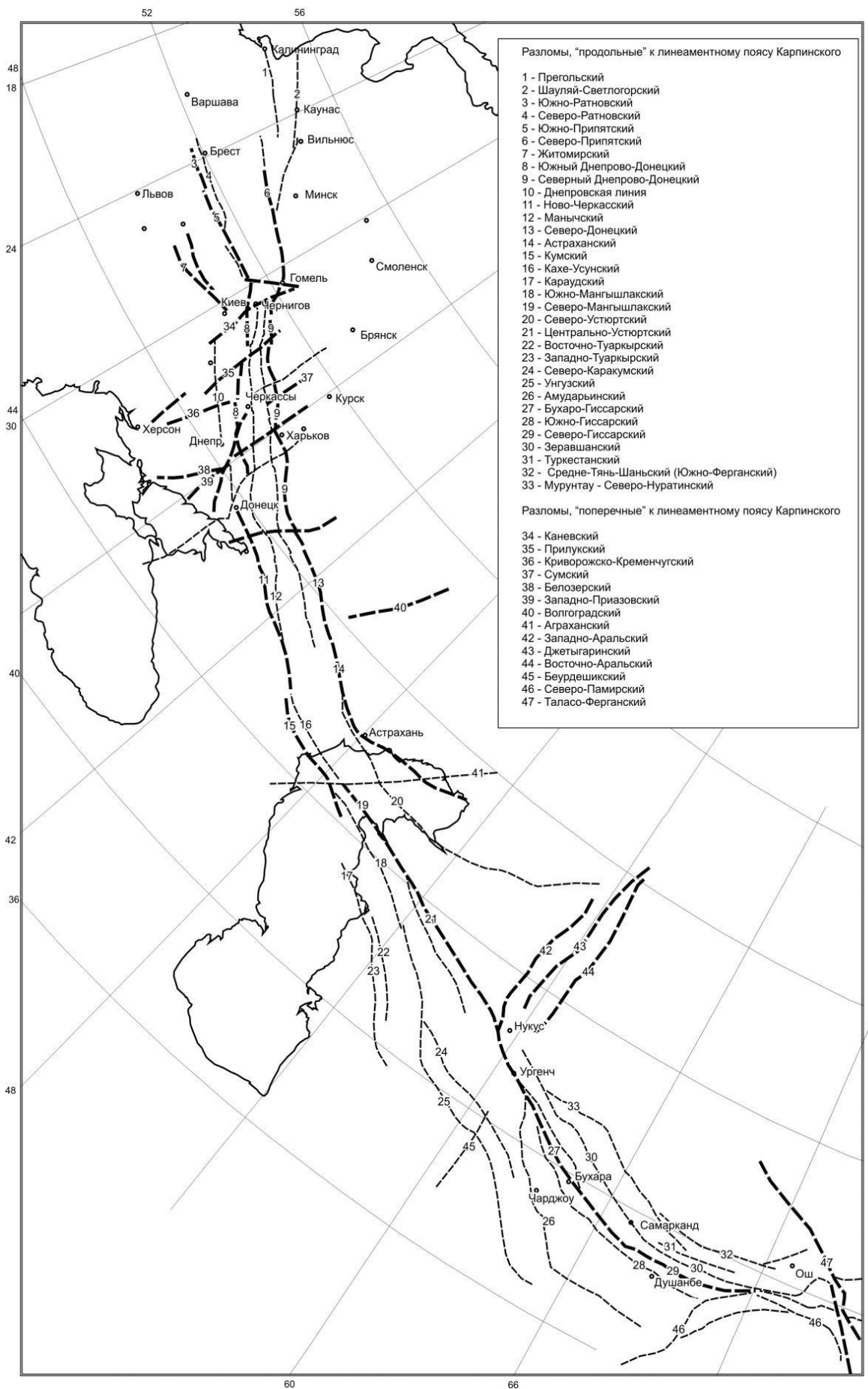
Згодом назву «лінеамент Карпінського» отримав субширотний трансрегіональний пояс дислокацій, що розтинає понад 4000 км з Пн-Заходу на Пд-Схід докембрійську Східноєвропейську платформу (СЄП) та молоді епіпалеозойську Туранську плиту від Білоруського масиву на північному заході до підніжжя Гіссарського масиву на південному сході.

У складі структури ЛК виділяється *п'ять великих сегментів*: 1 – ДДА та Прип'ятський прогин; 2 – Донецький басейн та його східне продовження; 3 – власне кряж (вал) Карпінського; 4 – Мангишлацька система дислокацій; 5 – Бухаро-Хівінська зона ступінчастого занурення.

Р. Айзберг запропонував об'єднати значну частину структур ЛК у *Сарматсько-Туранський лінеамент*, у складі якого виділені елементи (з заходу на схід): Підлясько-Брестський прогин, Прип'ятський і Дніпровсько-Донецький грабен, Донбасько-Промислова міogeосинклінальна складчаста зона (включно Донбас і кряж Карпінського), Маницький грабен, Мангишлацька складчаста та Бухаро-Хівінська ступінчаста області.

ЛК віднесений В. Бушем до лінеаментів діагональної системи планетарної решітки розломів, якій властиві значні горизонтальні переміщення (150-700 км) уздовж поясу. Він поширив межі структури ще далі у Західну Європу і Центральну Азію на довжину до 7500 км - від Предальпійського прогину на заході до Північного Афганістану і Узбекистану на сході), додавши структури Баррандова синклінорія, Передальпійського прогину, Лінії розломів Верхньої Рони-Верхнього Рейну (Європа), Бухаро-Гісарського, Амудар'їнського, Північно-Афганського виступів, складчастих систем Туаркира і Бадхиза Азія). Новітні дислокації в районі Канева та Дніпровської Лінії також включені до ЛК, як і в схемі О. Карпінського.

Д. Резвой та ін. віднесли до східної частини ЛК також Південний Тянь-Шань (включно Південно-Ферганський, Туркестанський, Зеравшанський і Південно-Гісарський розломи), припустивши його розвиток наскрізь Азійського континенту як Трансєвразійського лінеаменту. «На сході ТЕЛ як би «впирається» у Таримський масив, що є частиною Китайсько-Корейської платформи. Східне продовження ТЕАЛ слід шукати вздовж північного кордону Таримського масиву, де з'являється можливість протягнути цей суперлінеамент до Японського моря». Походження таких глобальних лінеаментів вони пов'язують з процесами обертання Землі.



**Рисунок 1. Тектонічний каркас трансконтинентального мобільного поясу линеамента Карпінського.**

Ю. Волож та ін. поділяють ЛК на дві великі частини за різним геодинамічним режимом, віком та інтенсивністю складчастих дислокацій, що кулісно підставляють один одного по простяганню:

1 – Сарматсько-Туаркирську рифтову систему палеозою, що охоплює неінверсований Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецький авлакоген та інверсовану Донбас-Туаркирську складчасту зону;

2– зона Донбас-Зеравшанського транслітосферного постколізійного мезо-кайнозойського горизонтального зсування (Мангишлак-Гіссарська або Скіфсько-Туранська система розломів).

Структурну єдність сегментів ДДА, складчастого Донбасу, валу (кряжа) Карпинського і Туаркирських інверсійних піднять об'єднує рифтогенна природа, загальна історія геологічного розвитку та спільний тектонічний стиль інверсійних деформації платформного осадового чохла. Протягом кимерійської епохи тектогенезу у перед'юрський час відбулося закриття рифтової системи у зв'язку з її стисненням через орогенічні процеси в умовах загально-платформної колізії, що активно проявилися на південному сході Євразії. Інтенсивність пострифтової інверсійної складчастості посилюється із заходу на схід, досягаючи максимуму в Туаркирській зоні піднятів (система лускатих покривних складок). Донбас-Зеравшанський складчастий мобільний пояс є молодію мезо-кайнозойською структурою, що закладалася на початку юри, головні рухи уздовж якої відбувалися у ранньоальпійську ларамійську фазу складчастості у палеогені. Тоді сформувалася низка призсувних структур Мангишлацько-Центральноустюртської зони піднятів. Кінематика зсувної зони лівозсувна з амплітудою у кілька сотень кілометрів.

#### ***Північно-західні дистальні закінчення Лінеаменту Карпинського***

ЛК охоплює низку рифтогенних грабенів - від Прип'ятського грабена до валу Карпинського, обмежених крайовими глибинними розломами: Північно- і Південно-Прип'ятським, Північно- і Південно-Дніпровсько-Донецьким, Північно-Донецьким, Новочеркаським, Маницьким, Астраханським. На своєму північно-західному закінченні пояс розгалужується на кілька динамічно сполучених лінеаментів, закладених переважно уздовж діагональних напрямів планетарної регматичної решітки. Такі горизонтально-зсувні парагенези типу «кінський хвіст» властиві околицям багатьох авлакогенів стародавніх платформ. Віялоподібні розгалуження («віяло Торнквіста») сформувалися з північно-західного краю лінеаментної зони Тейшейра-Торнквіста (ТТ), яка розмежовує докембрійську СЄП та молоду



герцинську Західноєвропейську платформу, і на північно-західному закінченні Пачелмського авлакогену.

Структура Прип'ятського грабену розщеплена на дві гілки: південну, субширотного простягання, і північну, північно-західного простягання. Південна гілка є продовженням складчастих і розривних структур Прип'ятського прогину на північний захід, де розташовується неглибокий і менше контрольований крайовими розломами Підлясько-Брестський прогин. Ця околична ланка лінеаменту, що сформувалася в герцинську епоху, примикає до шовної транс'європейської зони ТТ. На захід від ТТ, в межах варисцид (герцинід) Центральної Європи зберігається загальне Пн-Західне орієнтування лінеаментів меншого рангу, властиве ЛК, наприклад, лінія Одри-Ельби. Однак, серед герцинід відсутній домінуючий лінеамент, який є безпосереднім продовженням давніх крайових розломів Дніпровсько-Донецького рифтового поясу (*Барановицько-Астраханського* на півночі та *Прип'ятсько-Маницького* на півдні). Тому тут сформувалася своєрідна структура «загасання» ЛК на захід від ТТ через продовження його загального напрямку розсіяною мезотріщинуватістю.

Північна гілка ЛК простягається на північний захід від Прип'ятського грабену у бік Балтики, в напрямку Мінська, Вільнюса, Каунасу, Кенігсбергу. Сегмент поясу по лінії мм. Гомель-Вільнюс-Каунас проявлявся як літофаціальна межа басейнової седиментації протягом фанерозою. У палеозої вона служила кордоном суходолу на заході для басейну Московської синеклізи. Протягом мезо-кайнозою обстановка седиментації змінилася на протилежну – цей кордон відділяв суходол на сході від морського басейну на заході. Уздовж сегменту тоді утворився тектонічний кордон між мікроплитами-терейнами, який складала Шауляй-Світлогірська зона розломів, Налібоцький, Ошмянський розломи, Воложинський грабен. Таким чином, північна гілка *північно-західного дистального закінчення ЛК* сформувалася як продовження північного крайового розлому ДДА. Проте як міжблокового тектонічного шва, за яким відбувалися вертикальні та горизонтальні рухи різного знака і кінематики, тобто без утворення рифту.

#### ***Південно-східні дистальні закінчення ЛК.***

У південно-східній частині ЛК, у Закаспії, в порівнянні з його північно-західним закінченням, загальний структурний рисунок розломів помітно інший. Це обумовлено змінами протягом еволюції геодинамічної обстановки і тектонічного режиму уздовж простягання поясу. Низку рифтогенних грабенів, обмежених крайовими розломами, на південний схід змінює

тектонічна шовна зона, складена Північно-Мангишлацьким, Центрально-Устюртським, Бухаро-Гісарським і Зеравшанським розломами. Вона виділяється як *Донбас-Зеравшанська постколізійна зсувна зона* або *Мангишлак-Гісарська шовна зона*, яку складають складчасто-насувні структури, утворені в умовах колізійного стиснення земної кори. На обидва боки від цієї лінеаментної зони віялоподібно відходять дві гілки розломів: 1 – Південно-Мангишлацької, Північно-Устюртської, Туаркир-Батхізьської зон розломів; 2 – Бухаро-Хівінської зони тектонічних щаблів і розломів Мурунтау, які складають два великих сегменти віялоподібних віргацій (відгалужень).

*Донбас-Зеравшанська (Мангишлак-Гісарська) шовна зона* має характерні ознаки дислокацій гооризонтального зсування з інтенсивним стисненням на стадії формування магістрального змішувача. Поперечна сегментація ЛК підкреслює поздовжню структурну диференціацію поясу, яка виражається в чергуванні сегментів домінуючого розтягнення земної кори (Прип'ятський грабен - кряж Карпінського) та стиснення (Закаспій). Така риса засвідчує динамічну єдність ЛК, обумовлену феноменом геодинамічної компенсації та хвильовим характером геотектонічних процесів.

Дистальні дугоподібні південно-східні закінчення ЛК (фрагменти Амудар'їнського, Південно-Гісарського, Північно-Гісарського, Зеравшанського, Туркестанського, Південно-Ферганського розломів) поступово змінюють своє простягання з Пн-Західного на Зах-Пн-Західне і широтне, під гострим кутом підходячи до гірсько-складчастого Північного Паміру. Плавно оминаючи Памір з півночі, розломи поясу «впираються» в шовну зону Таласо-Ферганського зсуву і в північну околицю Таримського масиву Китайсько-Корейської докембрійської платформи. На відрізьку приблизно 500 км від Самарканда до Оша сполучаються два різноорієнтовані тектонолінеаментні пояси – Вал Карпінського і Центрально-Тянь-шаньський, утворюючи дугоподібні переходи у вузлах перетину різноорієнтованих лінеаментних систем. Дугоподібної морфології лінеаменти зазнають через суперпозицію/інтерференцію полів тектонічних напруг різно-орієнтованих систем розломів, що перетинаються.

### ***Кінематика та амплітуди зсувних дислокацій ЛК.***

Для різноманітних і різновікових латеральних дислокацій, утворених в межах різних сегментів ЛК, властиві різна вергентність та амплітуди зсування. Геотрутури розтягнення земної кори (рифти, грабени) в їх межах зазвичай утворилися у комбінованих геодинамічних обстановках зсуву з розтягненням (режим транстенсії), проте геотрутури стиснення (складчасті споруди,

колізійні зони) через зсув зі стисненням (режим транспресії). Першим притаманні зони зсуво-скидів, другим зсуво-підкидів та зсуво-насувів. Уздовж осі палеорифтогена ДДА сформувалася система зсування амплітудою в кілька десятків – подекуди перших сотень кілометрів. Це засвідчують латеральні зміщення поздовжніх до простягання ЛК ліній герцинської складчастості в осадовому чохла та докембрійських геоблоків і субмеридіональних структурно-формаційних зон в їх межах, розділених міжблоковими глибинними шовними зонами у фундаменті УЩ та ВА по обидва боки поясу.

Наприклад, первинна структурна єдність Середньопридніпровської та Курської граніт-зеленокам'яних областей УЩ та ВА, обмежених із заходу Криворізько-Крупецьким трансрегіональним швом, зазнала згодом роз'єднання із латеральним зміщенням через формування рифтової структури ДДА. Субмеридіональні трансрегіональні між-геоблокові тектонічні шви (сутурні зони) фундаменту УЩ та ВА продовжуються по обидва боки від ДДВ (Ядлово-Трактемирівський, Криворізько-Кременчуцько-Крупецький, Донецько-Брянський) з латеральними зміщеннями їх осей. Близькі до ДДА параметри поздовжніх зсувних переміщень відзначені по обидва борта Кряжа Карпинського та Південно-Мангишлакського прогину. Сегментація обох геоструктур ЛК обумовлена розвитком поперечних зсувів-трансформів північно-східного простягання правої кінематики з горизонтальними амплітудами зсування 30-40 км (Прибережний та Аграхано-Гур'євський розломи). Амплітуди латеральних зміщень збільшуються до перших сотень км від Сарматсько-Туаркирської палеозойської рифтової системи до зони мезо-кайнозойської колізійної складчастості (Закаспій) уздовж Мангишлак-Гіссарської розломної зони. З півночі Туаркирський сегмент Донбас-Зеравшанського зсуву зрізається субширотним Аксу-Кендірлінським правим зрушенням, амплітуда якого близько 200 км. Субпарально до нього розташовується Таласо-Ферганський правий зсув з амплітудою горизонтальних переміщень до 180 км. Ці зрушення разом з Кавказько-Копетдазьким лінеаментом утворюють спільну за кінематикою систему правого зсування, сформовану протягом мезозойської та кайнозойської епох колізійної складчастості.

***Наразі більшістю дослідників приймається:***

1. ЛК є поясною трансконтинентальною структурою Євразії, шириною 150-200 км, (подекуди до 300 км), довжиною від 3000-4000 до 7500 км. Вона об'єднує низку окремих тектонічних сегментів різної будови і історії розвитку, динамічно пов'язаних і контрольованих спільною лінеаментною мегазоною

глибинних розломів, складеною з численних тектонічних деформаційних зон сколювання. Тектонічний каркас ЛК належить до трансрегіональних лінеаментів північно-західного простягання СЄП, на кшталт шовної зони ТТ, Пачелмського авлакогену, які закладалися уздовж діагональної гілки планетарної регматичної решітки у глибинній структурі земної кори.

2. Підвалини складчастого мобільного поясу у західній частині, від Прип'ятського прогину до Мангишлак-Туаркирської зони дислокацій, складаються зі сполучених рифтогенних грабенів. Палеоасейни Прип'ятського прогину, ДДА, Донецької складчастої споруди (ДСС) та кряжа Карпінського заповнені потужними палеозойськими і мезозойськими осадовими товщами. На східному продовженні кряжа Карпінського, в межах Мангишлак-Туаркирської зони дислокацій в герцинську епоху сформувався «міogeосинклінальний» прогин, чохол якого ускладнила кіммерійська складчастість.

3. Протягом закладення і ранніх стадій розвитку пояс ЛК являв собою континентальну рифтогену структуру розтягу земної кори (Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецький палеорифт-авлакоген, Сарматсько-Туаркирська рифтова система). На подібність до інших рифтогенів вказують розгалужені дистальні закінчення у вигляді «розщепленого» грабену або віялоподібного пучка розломів, «розтягнута» S-подібна морфологія, підйом поверхні Мохо і потоншення консолідованої кори під осьовою зоною поясу з формуванням «мантійних вікон» у підвалинах грабенів.

4. Рифтогенні структури поясу контролюються субпаралельними зонами крайових мантійно-корових розломів, зазвичай добре відображених у сучасному рельєфі. Поперечні розломи мають горизонтальну компоненту зрушень і у якості зсувів-трансформів розбивають пояс на різномірні геотектонічні зони, подекуди перетинаючи його і без значних латеральних зміщень. Вони часто дуже протяжні (понад 1000 км) і є складовою лінеаментних ортогональної та діагональної систем докембрійського розломного каркаса СЄП та її структурного облямування.

5. Мобільний пояс ЛК перетинає різномірні та різновікові геотектонічні елементи Євразійського континенту, подекуди виконуючи роль тектонічного кордону між геоструктурами. На північному заході пояс розтинає складовий елемент стародавнього кратонного ядра СЄП - «Сарматський щит» (Сарматська плита), в Передкавказзі постає кордоном між докембрійською СЄП і молодією Скифською епігерцинською платформою, а в Середній Азії розтинає молоді Туранську епігерцинську платформу.

6. ЛК має докембрійське закладення (пізній протерозой - ранній палеозой), тривалий успадкований розвиток у фанерозої (пізній палеозой, мезозої і кайнозої) і різновікову тектонічну активізацію у межах окремих сегментів. Спостерігається закономірне стратиграфічне омолодження структури поясу з північного заходу на південний схід, а саме «потужних осадових товщ, що заповнюють пов'язану з цим поясом систему грабенів: девонські відклади в ДДА і Прип'ятському прогині, середньо- і верхньокам'яновугільні в Донецькому басейні та кряжі Карпінського, пермо-тріасові – в Мангишлаку та юрські – у Бухаро-Хівінській зоні».

7. Поперечні зони розломів контролюють поздовжню сегментацію пояса, виконуючи роль трансформних розломів рифтових систем. Окремі сегменти ЛК відрізняються за структурним типом, віком закладення, будовою та історією розвитку, тому їх тектонічний режим та мобільність, ступінь прогинання басейнів осадо-нагромадження були неоднакові за його простяганням в різних частинах на протязі еволюції загальної структури поясу. Найбільш потужне прогинання структури поясу (до 15-20 км) фіксується в його середньому сегменті, на відрізку від Західно-Донецького сегменту ДДА до Мангишлака. Для цієї частини притаманне складкоутворення у пізньогерцинську – ранньокімерійську епоху з поступовим нарощенням інтенсивності пострифтової складчастості із заходу на схід, досягаючи максимальних форм у Туаркирській зоні підняттяв.

8. На північному заході СЄП ЛК поділяється на дві сполучені гілки - північно-західну і субширотну. Субширотна гілка кулісно примикає до шовної зони ТТ, далі, в межах герцинід Європи загасаючи до розсіяної мезотріщинуватості. Північно-західна гілка перетинає Білорусь у напрямку Прибалтики і у свою чергу загасає з переходом від грабенових прогинів до розсіяної мезотріщинуватості. На південно-східному закінченні, в межах Туранської молоді плити Урало-Монгольського мобільного поясу ЛК д сполучається зі складчастим поясом Тянь-Шаню

9. ЛК у різних сегментах складається з різних типів геоструктурних елементів (лінійних грабенів, валоподібних підняття, різного ступеня інверсованих прогинів, складчастих областей, шовних зон), перетинаючи і з'єднуючи різноманітні плити і терейни, геоблоки земної кори (стародавні і молоді платформи, щити, області мезо-кайнозойської епі-платформної активізації, мобільні, складчасті, колізійні пояси). Отже ЛК є лінеаментною трансконтинентальною наскрізною структурою, що поєднує різноманітні структурні елементи, контрольовані спільним тектонічним каркасом



глибинних, коро-мантійних розломів, закладених за північно-західною діагональною системою планетарної регматичної решітки.

10. ЛК поділяється за геодинамічним режимом формування в поздовжньому напрямку на два великих сегменти – північно-західний, рифтогенний (від Прип'ятського прогина до Туаркирської складчастої зони) та південно-східний, колізійно-гірсько-складчастий (від Мангишлака до Південного Тянь-Шаня). Причому, північно-західний формувався в обстановці транстенсії земної кори (зсуву з розтягуванням), особливо на герцинському етапі розвитку (з пізнього девону і до кінця перми). Південно-східному сегменту притаманні умови транспресії (зсуву зі стисненням). Домінуючий кінематичний тип деформацій для всього поясу є право-зсувні зміщення. Амплітуди горизонтальних рухів для цих сегментів різні: у північно-західному – від десятків до перших сотень км, у південно-східному більші за 100-200 км.

11. Дискусійними є питання щодо віку закладення та активізації окремих сегментів і дистальних закінчень ЛК, вергентності, кінематики та амплітуд поздовжніх і поперечних до простягання поясу зсувних зміщень, характер співвідношень ЛК з прилеглими до нього під різними кутами лінеаментними зонами глибинних розломів і тектонічними швами на кшталт Тейшейра-Торнквіста, Криворізьсько-Кременчуцької, Урало-Оманської.

#### **Контрольні питання:**

1. Якою є тектонічна позиція і територіальне розташування Лінеамента Карпінського?
2. На які великі частини та тектонічні сегменти поділяється ЛК?
3. З яких найбільших глибинних розломів складається тектонічний каркас ЛК?
4. Яким є етапи структурної еволюції ЛК?
5. Яким є тектонічний стиль інверсійних деформації платформного осадового чохла у межах різних сегментів ЛК і закономірності їх прояву уздовж поясу?
6. Яким є склад і тектонічна будова Північно-західних дистальних закінчень ЛК?
7. Яким є склад і тектонічна будова Південно-східних дистальних закінчень ЛК?
8. Якими є кінематика та амплітуди зсувних дислокацій у межах ЛК?
9. Якими є дискусійні питання щодо структури та еволюції ЛК?

## ЗАХІДНО ЄВРОПЕЙСЬКА ПЛАТФОРМА

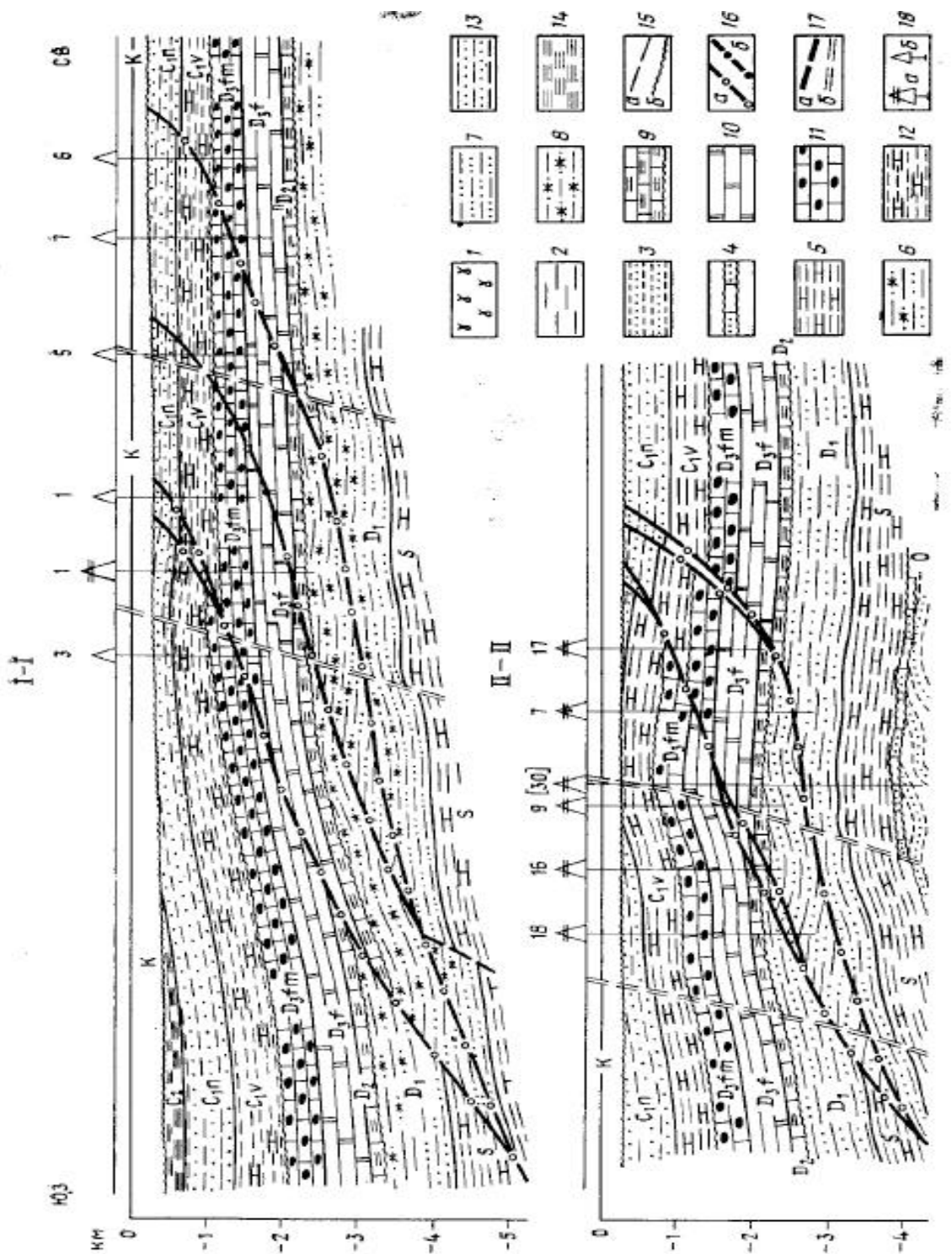
Молода Західноєвропейська платформа (ЗЄП) на території України охоплює платформні області з післярифейським віком консолідації фундаменту, охоплюючи чотири тектонічні зони:

- 1- *Ростоцька* епібайкальська, складена консолідованим блоком байкалід, що нарощує Волино-Подільську околицю стародавньої платформи;
- 2- *Лежайська* епібайкальська, що мала тектонічну позицію серединного масива в пізніших мобільних поясах;
- 3- *Кохановська* салаїрська (біля Лежайського масиву, венд-кембрій);
- 4- *Рава-Руська* каледонська (ордовик - жединський ярус нижнього девону).

Лежайський масив, Коханівська та частково Рава-Руська зони перекриті плитними чохольними структурами Передкарпатського прогину та шарьяжами Карпат (рис. 1-8).

*Ростоцька зона складчастих байкалід* є східною складовою Галіційської складчастої області, кордоном якої є Белз-Балучинсько-Радехівський глибинний розлом. Докембрійський фундамент тут залягає на великих глибинах і його структура не вивчена. У підвалинах платформного чохла залягає осадово-ефузивна волинська серія венда товщиною понад 500 м, перекрита теригенним валдай-кембрійським (*салаїрський*) комплексом (1,2-1,7 км). Теригенно-карбонатні формації ордовіка, силуру та нижнього девону (*каледонський* комплекс) нарощують платформний чохол епібайкальської облямівки СЄП, досягаючи в межах зони 1,8-3 км. Крім сіро-червонобарвних утворень нижнього девону тут розвинені теригенно-карбонатні відклади середнього девону, карбонатні породи верхнього девону та карбонатно-теригенні вугленосні породи карбону, які складають *герцинський* комплекс (до 2,5 км). Ростоцький епібайкальський терейн з венду розвивався як найбільш занурена і рухлива ланка палеозойських прогинів у спільному режимі з Волино-Подільською околицею СЄП.

У *Герцинському плитному комплексі* у межах Ростоцької зони сформувався *Львівський палеозойський прогин*, який ускладнюють низки антиклінальних складок, пов'язаних із скидо-насувами (Бутинсько-Перемишлянським, Нестеровським, Зашковським), розділені синкліналями. Антикліналі мають виразні південно-західні крила, редуковані і крутіші північно-східні крила, що прилягають до розломів.



**Рисунок 1. Львівський палеозойський прогин. Ростоцька зона. Розрізи вхрест Белз-Балучинської антикліналі.**

Верхній протерозой, венд: 1 - волинська серія (траппова формація); 2 - валдайська Серія; 3- кембрій; 4 - ордовик; 5 - силур; 6-8 - нижній девон: 6 - нерозчленований, 7- тиверська серія, 8 - дністровська серія; 9 - середній девон; 10-11 - верхній девон: 10 - франський (доломіти, коралові вапняки), 11 - фамен (брахіоподові вапняки); 12-14 - карбон: 12 - візейський ярус теригенно-карбонатний, 13 - серпуховський ярус теригенний, вугленосний, 14 - середній карбон теригенний; 15 - кордони: а - узгоджені, б - незгодні; 16 - насуви та скиди: а - головні, б - другорядні; 17 - скиди: а - домезозойські, б-мезозойсько-неогенові; 18 - свердловини: а - опорні, параметричні, пошукові, б-структурні-

Антикліналі Західної, Нестерівської зони Львівського прогину тісно наближені, утворюючи антиклінорій. Такий стиль будови сформувався завдяки утворенню загальної поверхні тектонічного зриву, від якої розходяться приватні насуви, контролюючи окремі покрови насування.

Покривно-складчасті дислокації Східної, Бузької зони Львівського прогину мають пологі площини змішувачів, під якими подекуди сформувалися піднасувні антикліналі (Великомостовська, Стременська). Ці складки сформувалися на структурних валах – палеопідняттях, накладених на ранішні улоговини перикратонного прогиання, тому їх коріння розміщується у нижньопалеозойських під-насувних товщах.

Мезозойський (*кіммерійський*) комплекс успадковує структуру еродованої поверхні герцинського комплексу. У Ростоцькій зоні широко розвинений *ранньокіммерійський* комплекс, складений теригенно-сульфатно-карбонатними породами верхньої юри та нижньої крейди (до 400 м); дещо менше *пізньокіммерійський*, представлений альб-маастрихтськими теригенними і мергельно-крейдовими породами (500—1000) м.

*Байкальський складчастий комплекс* Лежайського кристалічного масиву складає докембрійський фундамент Предкарпатського прогину, західніше Краковецького розлому перекритий міоценом. Складений хлорит-серицитовими, серицит-кварцит-хлоритовими, кварцовими і глинистими сланцями, філітами, кварцитами, пісковиками та алевролітами, об'єднаними у Санську серію. Вік її метаморфізму від 420 до 600 млн. років, але вона давніша (рифейська), залягаючи подекуди під силурійськими, кембрійськими або вендськими відкладами. Санська кварцит-філітова формація - це метаморфізований теригенний фліш, зім'ятий у дрібні та круті складки.

У центральних районах Передкарпаття Лежайський масив занурюється під шарьяжами Карпат, на південному сході продовжується у смузі алохтонів Передкарпатського прогину. Смуга простягається за межі прогину у Центральну Добруджу Румунії. Подібно до Лежайського масиву вона не перекрита палеозойсько-мезозойським осадовим чохлам і складена рифейськими метаморфізованими серіями Алтин-тепе та «зелених сланців». Поверхня рифейського фундаменту Лежайського масиву занурюється від кордону з Польщею на південний схід (від -2,5 до -7 км ) та у бік Карпат.

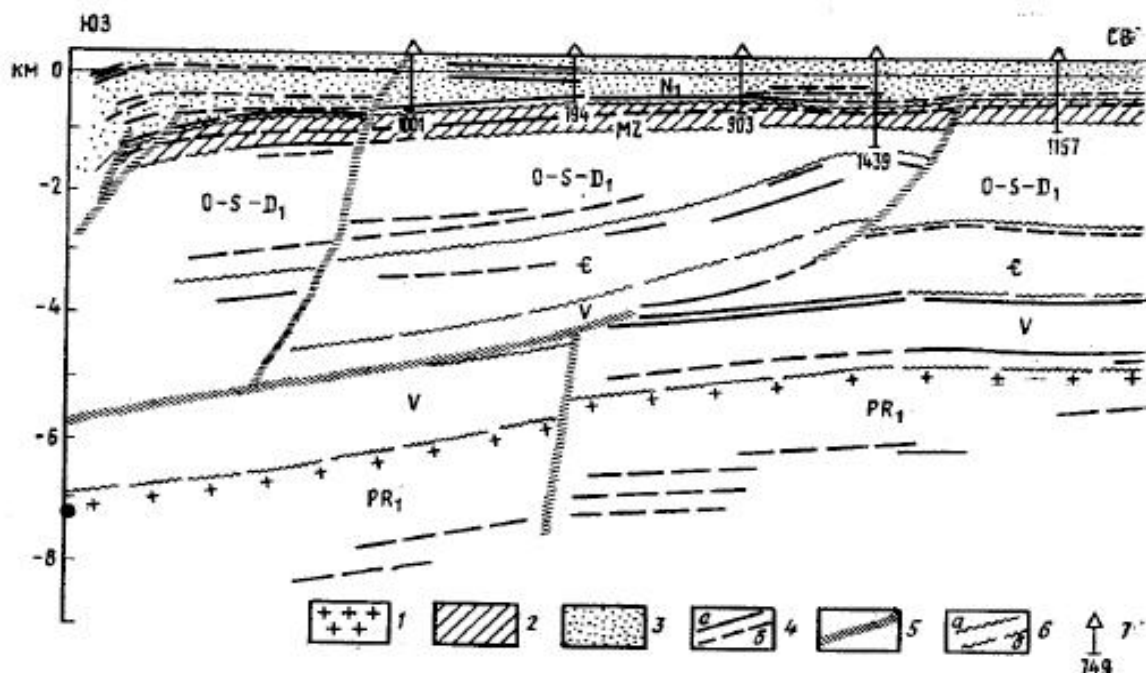
Палеозойсько-мезозойський чохлам на південно-західному схилі Лежайського масиву у Польщі заповнює Тарнувський прогин. В Україні він занурюється під покрови Флішевих Карпат. На північний схід від Лежайського масиву між Краковецьким і Рава-Руським розломами у фундаменті ЗЄП

розміщуються *Кохановська* і *Рава-Руська* складчасті зони *салаїрської* (ранньокаледонської) і *каледонської* консолідації. Вони залягають у підвалині вузького і протяжного (понад 900 км) трогового палеопрогину, заповненого флішоїдною піськово-глинистою формацією кембрія та «аспідною» ордовіка-силуру-нижнього девону. Разом вони утворюють південно-східне відгалуження «середньоєвропейських каледонід» - нижньопалеозойських зон складчастості в домезозойському фундаменті, що входять до складу Добруджинсько-Північноморського мобільного поясу.

Поблизу від Лежайського масиву домезозойської фундамент складають валдай-кембрійські чорні аргіліти з прошарками кварцитоподібних пісковиків і алевролітів. Вони утворюють протяжну *Кохановську* складчасту зону шириною до 25 км. На північний схід від неї розташована *Рава-Руська* складчаста зона, складена товщами аргілітів з прошарками вапняків силура-раннього девона (жедінський ярус). У ядрах складок на до-мезозойську поверхню розмиву виходять породи кембрія (район с. Ставчани).

Відклади венда-кембрія *Кохановської* та *Рава-Руської* зон разом складають піщано-глинисту флішоїдну глибоководно-морську формацію, а силурійсько-девонська товща *Рава-Руської* зони - темнокольорову глинисту морську глибоководну формацію. Значні їх товщини і специфічні літофації силуру-девона, що нагадують граптолітові фації, є ознакою седиментації тонкого теригенного матеріалу в умовах швидкого прогинання басейну. Суттєва відмінність нижньопалеозойських формації Передкарпатського прогину від одновікових утворень суміжного Дністровського перикратонного прогину свідчить про їх колішне розмежування кордоном регіональних розломів, які в умовах колізійного стиснення трансформувалися в насуви. Подібна межа утворилася також між *Рава-Руською* складчастою зоною та Львівським палеозойським прогином, з боку якого до неї підходять та «зрізаються» різновікові комплекси чохла - від карбону до нижнього девону. Отже регіональні насуви утворювали кордони структурних зон у межах ЗЄП.

Протягом байкальської епохи розпочалося формування молодого структурного облямування СЄП, складеного Ростоцькою і Кілійською складчастими зонами. Пізніше (валдай-кембрій) складчаста область байкалід зазнавала прогинання з синхронним формування перикратонного прогину на околицях СЄП і на «припаяних» до неї ранньобайкальських терейнах, сформувавши структурну облямівку платформи.



**Рисунок 2. Розріз уперек Більче-Волицької зони Передкарпатського прогину (Рава-Руський насув).** 1- фундамент, 2- теригенно-карбонатні відклади юри і крейди, 3- міоценова моласа

Перша стадія розвитку Передкарпатського перикратонного палео прогину охопила рифтогенез з накопиченням піщано-глинистої флішоїдної формації у венд-палеозойському трогі та завершилася інверсійним ускладненням салаїрською складчастістю (кінець кембрія). Тоді у фундаменті відколослася частина складчастої споруди, прилегла до Лежайського масиву і сформувалася Кохановська складчаста зона та стратиграфічну незгода між комплексами кембрія і ордовіка-сілур на прилеглих теренах СЄП.

Друга стадія еволюції прогину розпочалася після тривалого тектонічного спокою (ордовік-ранній силур) швидким прогинанням з заповненням трого формацією «граптолітових сланців». Подальша інверсія супроводжувалася складчастістю та утворенням на околиці прогина у межах Волино-Подільської околиці СЄП Боянецького передового прогину, заповненого червобарвною моласою дністровської серії. Ці рухи зумовили кутову незгоду у нижньому девоні та утворення герцинського складчастого комплексу в околочних структурах Львівського палеозойського прогину (Нестерівські складки).

Каледонський (нижньопалеозойський) складчастий комплекс успадкував структуру салаїрід зі зміщенням осі трого на схід. Протягом каледонської складчастості відбулося закриття трогового прогина на Волино-Подільській околиці СЄП, Рава-Руська складчаста зона приєдналася до

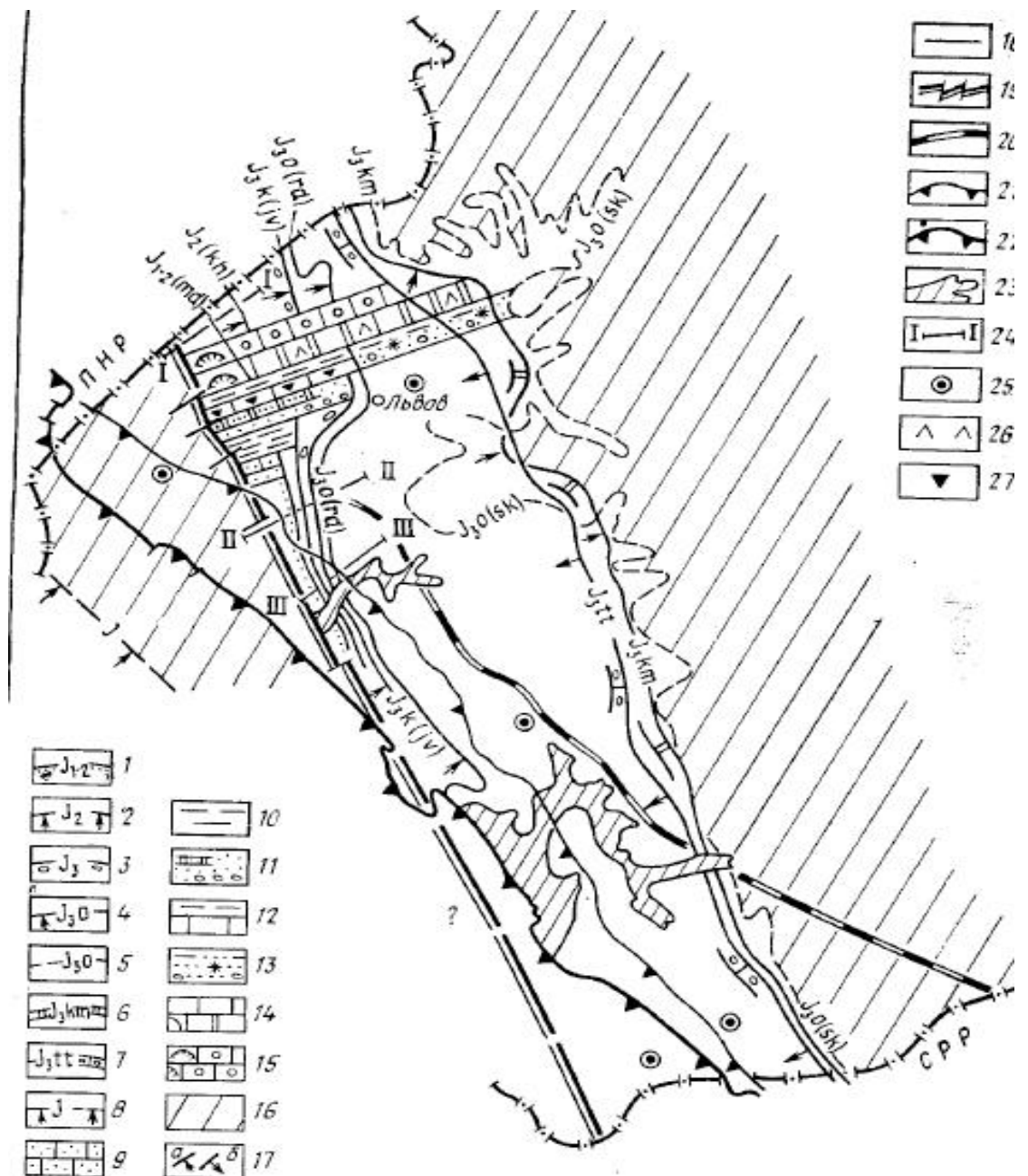


Кохановської зони. Протягом герцинського етапу нижньопалеозойські мобільні зони зазнали ще раз складчастості з насуванням тектонічних блоків на околиці Львівського прогину за Рава-Руським насувом.

Платформний чохол епікаледонського структурного облямування СЄП складають кіммерійський (юра — нижня крейда) та ларамійський (альб — верхня крейда — палеоген) комплекси. Кіммерійський заповнює Стрийський прогин, натомість чохол Кохановської та Рава-Руської зон складають комплекси мезозою та палеогену, які також заповнюють підвалину Більче-Волицької зони Предкарпатського міоценового прогину.

*Стрийський прогин*, обмежений на заході за Краковецьким розломом Лежайським масивом кристалічного фундаменту, є східною частиною великої лінеamentної структури «Датсько-Польської борозни». У сучасному плані його прогнута частина і західний борт або тектонічно зрізані під покровом Лежайського масиву, або цілком денудовані протягом інверсійно-складчастих перебудов наприкінці крейди. Релікт Стрийського палеопрогину розташовується у підваulinі Кохановської та Рава-Руської складчастих зон, далі на схід він накладений на західну частину Львівського палеозойського прогину (Ростоцький блок) і зону облямування СЄП. У підваulinі прогину залягає теригенна лагунно-континентальна товща (до 600 м). Породи геттанг-плінсбахського віку дислоковані і незгідно перекриваються середньоюрськими відкладами внаслідок прояву ранньокіммерійських рухів.

Пізньокіммерійський (ларамійський) комплекс *Стрийського прогину* починається озерно-естуарієвою піщаною формацією (тоар-аален, до 700 м), яка вгору змінюється глинистою морською коханівською світою (байос-бат, до 600 м). Карбонатний розріз верхньої юри є наслідком морської трансгресії до кімериджа. Теригенно-карбонатний келовеї (яворівська світа) містить піскові конуси виносу, що вказує на швидке прогинання басейну та формування ерозійного рельєфу на прилеглому суходолі. Оксфордський ярус у внутрішніх частинах прогину складений біогенними вапняками (до 200 м), у зовнішніх - озерно-болотними і лагунно-континентальними фаціями акумулятивних рівнин. Поблизу Краковецького розлому розвинені рифогенні вапняки опарської світи (кімеридж-титон, понад 1 км), на сході — зарифові лагунно-морські фації кімериджу (Рава-руська світа, до 300 м) і мілководні біогенні вапняки тітона (Нижневська світа, до 300 м). Завершується розріз регресивною теригенно-карбонатною формацією неокому (Ставчанська світа, до 250 м), яка на південному сході заміщується теригенною континентальною червонобарвною формацією.



**Рисунок 3. Стрийський прогин.**

Кордони: 1- тоар-аален (мединицька світа), 2-байос-бат (кохановська світа), 3-келловей (яворівська світа) - 4-5 – оксфорд: 4- морська (рудковська світа), 5- лагунно-континентальна (сокальська світа); 6- кімеридж (рава-руська світа); 7- титон (нижневська світа); 8- юра; 9—15 — літологічні асоціації: 9- пісковики мединицької світа; 10-аргіліти кохановської світи; 11- конгломерати, пісковики яворської світи; 12-вапняки і строкаті глини рудковської світи; 13 — строкато-сіроцвіті породи сокальської світи, 14 - рифогенні вапняки низів опарської світи і лагунно-морські утворення рава-руської світи, 15 - рифогенні вапняки опарської світи і вапняки нижневської світи; 16 - область відсутності юрських відкладів; 17 - кордони підрозділів трансгресивної (а) та регресивної (б) стадій; 18 стратиграфічні межі; 19 - Краковецький розлом; 20 - межа Предкарпатського лрогиба; 21-22 - альпійські насуви; 21 - Самбірського покриву, 22 - Флішевих Карпат; 23 - ділянки розмиву юри; 24 - профілі; 25 - свердловини; 26 - ангідрити; 21 - кремнистість

У передальпійський час *Стрийський прогин* разом із структурою Датсько-Польської «борозни» зазнав насувних дислокацій (Краковецький, Судовишнянський, Свидницький, Городоцький розломи). У смузі тектонічного контакту Львівського палеопрогину з Рава-Руською зоною утворилася конседиментаційна складчастість (Рава-Руська, Ставчанська, Малогородянська зони), на південному заході - лінійна принасувна складчастість (Підлубенська, ймовірно, Рудківська, Свидницька та Судовишнянська зони).

*Ранньоальпійський* (кімерийський) комплекс (альб-верхня крейда) сформувався в умовах найбільшої трансгресії моря в межі СЄП синхронно з інверсією шовної зони з ЗЄП уздовж Датсько-Польської борозни. Інверсія розділила прогини шовної зони на дві групи: Щецинсько-Лодинсько-Меховську на південному заході та Мазовецько-Люблінсько-Львівську на північний схід від інверсійного валу.

На заході України ранньоальпійський комплекс заповнює Львівсько-Люблінський асиметричний прогин з вузьким (10—15 км), крутим західним бортом і пологим, широким (50—70 км) східним, який поступово переходить у Волино-Подільську крейдову монокліналь. Вісь прогину та максимальні товщини комплексу приурочені до зон пізнішої консолідації (Рава-Руська та Радомсько-Красницька). Найбільш прогнута (до 1500 м) та широка частина структури на території України розташовується у смузі трансрегіонального Волино-Паннонського прогину, на південь вона поступово звужується і кулісообразно зчленовується з Причорноморською западиною.

Східна частина Львівського крейдяного прогину за формаційним складом чохла близька до Волино-Подільської монокліналі, західна має піщаний склад через винос теригенного матеріалу з Лежайсько-Свентокшинського підняття. У турон-сеноні розвинута глауконітова карбонатно-піщана субформація з лінзами біогермних вапняків (рис. 3). Околична система мезозойських прогинів у палеогені зазнала підйому і континентальної седиментації у межах глибоких долин на їх схилах. На межі палеоген-міоцен через гороутворення у Карпатах вона повністю розпадається і перероджується в крайовий Передкарпатський прогин, що заповнявся у міоцені моласами та насунутими у його межі флішевими покривами Карпат.

Таким чином, на заході України встановлюється принципова схожість у будові Львівського палеозойського та Стрийського мезозойського прогинів, що виражається в їх однотипному інверсійному ускладненні лінійною колізійною складчастістю. Просторово вони роз'єднані: вісь Стрийського

прогину по відношенню до Львівського зміщена на 50 км на захід, тоді як аналогічні структури у Придобруджі розвивалися успадкованно. Останнє обумовлене тривалістю та інтенсивністю тектонічної переробки прилеглих до епібайкальських облямівок трогових палеозойських прогинів, які біля Волино-Подільської околиці замкнулися в ранньому девоні і надалі зазнали лише складчастості в карбоні. Натомість на Дністровсько-Прутській околиці вони активно розвивалися до середньої юри, а інверсійної складчастості зазнавали до альбського віку.

### Контрольні питання:

1. Які різновікові тектонічні зони у платформних областях з фанерозойським (післярифейським) віком консолідації фундаменту виділяються у складі *Західноєвропейської платформи (ЗЄП)* на території України?

2. Якими є будова *Байкальського комплексу* ЗЄП і яку структуру у докембрійському кристалічному фундаменті платформи він складає?

3. Якою є структура платформного чохла *Ростоцької складчастої зони*?

4. Якими є вік, структура, формаційні комплекси чохла і тектонічна позиція *Львівського палео прогину*?

5. Якими є вік, структура формаційні комплекси чохла і тектонічна позиція *Кохановської і Рава-Руської складчастих зон*? До складу якої трансрегіональних геоструктури вони належать?

6. Якими є вік, структура, формаційні комплекси чохла і тектонічна позиція *Стрийського палео прогину*?

7. У чому принципова схожість і відмінність між Львівським та Стрийським палео прогинами?

## **ТЕМА 8. СКЛАДЧАТІ СПОРУДИ**

Складчасті споруди, що оточують стародавню Східноєвропейську платформу (СЄП) та молоді Західноєвропейську і Скіфську платформи, на території України представлені великими геоструктурами, що знаходяться на різній стадії геологічного розвитку. На заході це складчаста споруда Карпат, яка є лише невеликою частиною однойменної системи, що входить до складу північної гілки альпійського складчастого мобільного поясу Євразії. На півдні ця гілка охоплює кімериди Гірського Криму та альпід на його східній околиці (південна частина Керченського півострова та Індоло-Кубанський прогин). На північ від Українського щита розташована область підвищеного залягання палеозойської товщі, де на денну поверхню виходять кам'яновугільні складчасті комплекси, що належать до герцинід.

### **8.1. ОБЛАСТИ ГЕРЦИНСЬКОЇ СКЛАДЧАТОСТІ**

Герцинські складчасті споруди в межах України мають обмежене поширення. Це Донецька складчаста споруда (ДСС), яка є сегментом трансрегіонального мобільного поясу, що зазнав складчастості наприкінці пізнього палеозою. ДСС може також розглядатися як північна гілка системи герцинід, що облямовують СЄП з півдня. Герцинські складчасті комплекси беруть участь у будові областей фундаменту Скіфської плити, не перероблених кімерійською складчастістю і роз'єднаних верхньопротерозойськими масивами.

#### **8.1.1. Донецька складчаста споруда**

У будові ДСС простежується певна поперечна зональність: виділяється вузька піднята центральна зона - зона великих лінійних складок, яка розділяє структуру на майже дві рівні частини. У північній розташовуються зони дрібної складчастості і крайова зона брахіантиклинальних складок, яка служить перехідною зоною між Донецьким палеопрочином (Донбас) і схилом Воронезької антеклізи. На південь від центральної зони лінійної складчастості виділяються південна зона дрібної складчастості та зона блокових структур. Кордонами між цими структурними зонами є системи глибинних, корово-мантієвих розломів, які контролюють загальне північ-північно-західне простягання регіону.

Головна антикліналь – це велика симетрична прирозломна складка з крутими кутами падіння крил (до 90°). На північний захід вона кулісно зчленовується з Дружківсько-Костянтинівською антикліналлю, яка далі, у свою чергу, має кулісне з'єднання з Комишуваською та Волвенківською антикліналями пологішими кутами падіння крил (до 50°).

Паралельно Головній антикліналі на північ і південь від неї розташовуються менш протяжні синкліналі та антикліналі, ускладнені цілою серією субмеридіональних розломів. Шарніри складок трохи підняті в центральній частині басейну, де розташовується поперечне Ровенецьке підняття, на захід і схід від якого осі складок занурюються. Цим підняттям Головна та Південна синкліналі поділяються: перша - на Боково-Криштальську та Довжансько-Садкінську, друга – на Чистяківську та Шахтинсько-Несвітаєвську структури.

Характерною рисою будови обох зон дрібної складчастості є розташування в їх межах асиметричних поперечних складок. Це Чайкінська, Калинівська, Горлівська антикліналі та Ясинівська синкліналь у південній зоні, напрям простягання яких контрольований північно-східною системою насувів. У північній зоні переважає північно-східне, що місцями переходить у субширотне простягання складок (Орехівська, Луганська, Лутугінська). У західній частині північної зони осі складок (Первомайська, Калинівська, Селезнівська, Анненська та ін.) підвертаються на південний захід, слідом за відповідними вигинами систем герцинських насувів. Підворот складок обумовлює правостороннє зміщення осі Головної антикліналі в районі м. Костянтинівка. У південній зоні дрібної складчастості також спостерігається аналогічна картина. Тут північно-східні закінчення Центрального і Селідівського насувів розгортаються у північно-східному напрямку, супроводжуючи лінії складок.

На півночі розташовуються відносно дрібні лінійні складки, ускладнені численними насувами, поверхні яких нахилені на південь під кутом 30-60 °. На півдні дрібні складки утворилися лише в опущеному крилі Криворізько-Павлівського скиду, менше розвинуті насиви з нахилом площин на південь, більше накладених великих поперечних та діагональних структур.

У структурі фундаменту ДСС окрім глибинних поздовжніх розломів північно-західного (донецького) напрямку розвинені субмеридіональні розломи (Волновасько-Чернухинський, Єланчик-Ровенецький, Кам'янський, Степановський). Вони контролюють поперечні до її простягання Ровенецький та Міллерівський вали, які утворюють Центральне склепіння. Валоподібні підняття є глибинними протерозойськими структурами субмеридіонального (криворізького) спрямування (Оріхово-Павлоградська, Центральнопіриазовська), що простежуються як на УЩ, так і в межах ВА.

Широкий розвиток у фундаменті і осадовому чохлі мають підкиди та насиви з горизонтальними амплітудами у десятки км. Вони утворилися у

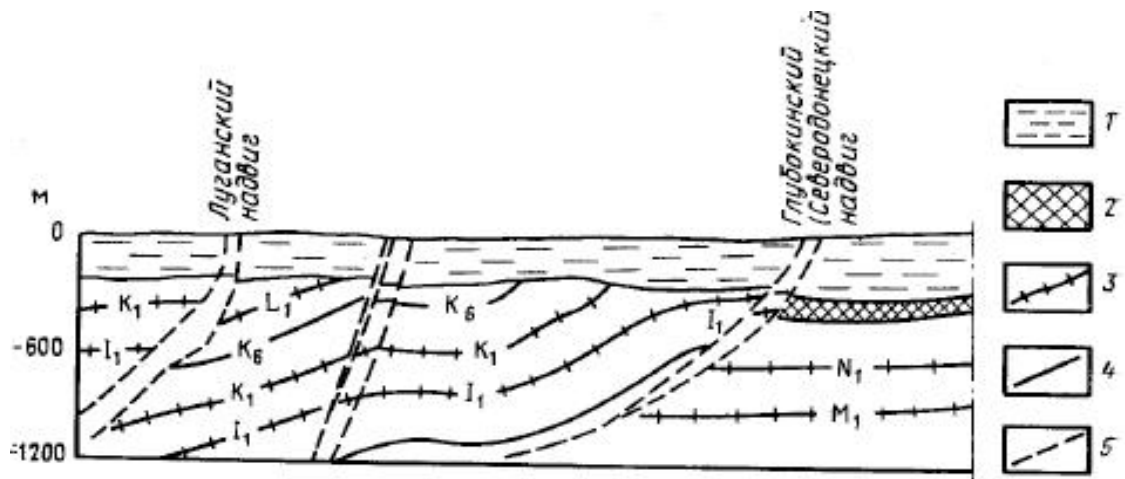


заальську-пфальцьську фази герцинського епіплатформного тектогенезу, подальший розвиток був протягом кіммерійських та альпійських (ларамійська і аттична фази) рухів. Складчастість чохла палеопрогину обумовлена латеральними рухами, диференційованими у часі та просторі. У заальську-пфальцьську фази сформувалися Головна антикліналь та лінійні складки на північ від неї. На південь від неї моноклінальний схил протягом наступних фаз кіммерійського та альпійськоготектогенезу ускладнили складчасті тектонічні покриви. Така еволюція свідчить про приналежність ДСС до герцинсько-кіммерійських складчастих споруд.

*Донецький палеопрогин (Донбас)* є східним елементом великої лінійної рифтогенної геоструктури - Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецького авлакогену, довжиною понад 1500 км, яка накладена на субмеридіональні структури докембрійського фундаменту СЄП. Протягом середнього-пізнього девону, карбону-ранньої пермі складові елементи уздовж простягання авлакогену зазнавали диференційованих рухів – від занурення до підйому. У пермський період сусідня Дніпровсько-Донецька палеозападина як центральний структурний елемент авлакогену продовжувала занурюватися і являла собою епіплатформну синеклізу, де в умовах замкнутого басейну накопичувалася евапоритова формація. Водночас у Донецькому палеобасейні вже постав режим інверсійного підйому. Тектонічна інверсія Донбасу в наступні фази тектогенезу не призвела до формування геоструктури типу антиклінорія і в палеозойському структурному поверсі збереглася реліктова синклінорна структура. Альпінотипна складчастість проявилася у вигляді Донецького Кряжа всередині палеопрогину - грабена, обмеженого крайовими скидами і на його південному схилі як Приазовська височина. Наявність крейдяних та юрських відкладень на окремих ділянках Донецької складчастої споруди свідчить про те, що регіон на тлі загального підйому періодично зазнавав і низхідних рухів.

На півночі в межах Старобільсько-Міллерівської монокліналі область герцинської складчастості відокремлена від СЄП системою північного крайового порушення, яку складають з заходу на схід: Північно-Донецький, Мар'євський та Глибокинський насуви. Розломам властиві: круте падіння на південь ( $45-70^{\circ}$ ) з амплітудами вертикальними до 1,5 км і горизонтального зсування у перші десятки км, набагато більшу ступень дислокованості кам'яновугільних і молодших структурних поверхів у насунутих (висячих) на північний борт крилах, принципові відмінності в режимах формування складчастих структур, стрибкоподібне збільшення товщини кам'яновугільної

товщі в насунутому крилі, що підкреслюють тектонічний характер зчленування СЄП з ДСС. Це добре видно на геологічному перетині через зону зчленування Донбасу зі Старобільсько-Міллерівською монокліналлю на південних схилах Воронежського кристалічного масиву (рис. 1). Південним кордоном ДСС є Мушкетівський субширотний насув з найбільшою амплітудою зміщення (до 10 км) на рівні докембрійського фундаменту.



**Рисунок 1. Розріз через зону зчленування ДСС зі Старобільсько-Міллерівською монокліналлю.** 1- відклади туронського і кампанського ярусів верхньої крейди; 2 - відклади тріасу; 3-пласти вапняків; 4 - пласти вугілля; 5 - розломи

Початковому етапу формування прогину властиві прояви девонського магматизму (лужно-ультраосновний Приазовський інтрузивний комплекс, лужний Покрово-киреївський, базитовий Волновахський ефузійний комплекси. Магматичні утворення пізньої пермі-раннього тріасу (заальська фази складчастості) представлені виливами лав андезит-трахіандезитового складу. Вони широко поширені у зоні блокових структур на південному крилі Кальміус-Торецької улоговини, в районі Амвросіївського купол - Нагольний Кряж, де контролюються субширотними насувами (Мушкетівсько-Персіанівський, Південно-Донбаський). Магматичні тіла у формі штоків, дайок, міжпластових інтрузій у вугленосних товщах Південно-Донбаської зони утворюють багатоповерхові поклади в межах складчастих структур. Вік дайок 160 млн. р. відповідає середній юрі (кіммерійська складчастість).

Зоні зчленування ДСС і ДДЗ, якій відповідає Західно-Донецький грабен, властиві: згасання донецьких складок, розвиток широких синкліналей та улоговин. Основними елементами зони є великі за площею Бахмутська та Кальміус-Торецька улоговини, розділені Дружківсько-Костянтинівською антикліналлю, що кулісно зчленується з північно-західною перикліналлю

Головної антикліналі. У Західно-Донецькому грабені, на відміну від ДСС, сформувалися солянокупольні структури, улоговини заповнені строкаобарвними, грубоуламковими та червонобарвними морськими і лагунними відкладами верхнього карбону, серед яких галогенні породи.

Існує дві головних концепції щодо походження ДСС: а) Донецький палеопрогин є західною складовою Донецької складчастої системи герцинід, що сформувалася в її крайовій (міogeосинклінальній) зоні; б) Донбас - це східна складова Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецького авлакогену, розташованого всередині СЄП. На Міжнародній тектонічній карті Європи та суміжних областей масштабу 1: 2 500 000 він і досі визначений як внутрішньоплатформний (інтракратонний) прогин, закладений на добайкальській основі і деформований у пізньогерцинську епоху тектогенезу.

## **8.2. ОБЛАСТИ КІМЕРІЙСЬКО-АЛЬПІЙСЬКОЇ СКЛАДЧАТОСТІ**

### **8. 2.1. Гірський Крим**

На південь від Центрального сегменту Скіфської плити розташовується гірсько-складчаста структура Гірського Криму та його східного занурення. Гірський Крим інтерпретувався як мегантиклінорій, який сформувався в альпійську епоху, південне крило якого і частина ядра занурені в акваторії Чорного моря. На підставі нових геолого-геофізичних даних по Скіфській плиті та північній гілці альпід - по суміжних районах Кавказу та частково Добруджі, повернулися до уявлень про кіммерійсько-альпійський вік та колізійну природу гірсько-складчастої споруди через домінуючу роль у її формуванні горизонтальних рухів, розвитку структурних парагенезів тангенційного стиснення і горизонтального зсування.

Кримська гірсько-складчаста споруда охоплює на суходолі Гірський Крим та південь Керченського півострова, в акваторії шельфову зону і прилеглий континентальний схил, що ягає до неї. Північним кордоном споруди Криму є глибинний Сімферопольський розлом. З півдня вона обмежується Східночорноморською лінеаментною зоною, що трасується за подошвою континентального схилу і відокремлює її від Чорноморської глибоководної западини. На захід споруда простягається акваторією Чорного моря аж до Північної Добруджі. Структури Гірського Криму продовжуються на схід, в межі Керченського півострова та при-керченського шельфу і, можливо, ще далі на схід під чохлам олігоцен-антропогенових відкладів вони межують зі структурами Північно-Західного Кавказу.

Кримська споруда має структуру орокліну із субширотним простяганням структурних елементів на західному та східному крилах та північно-східним — у центральній частині. Системами розривних порушень він поділяється на ряд дрібніших структурно-формаційних елементів: Качинське підняття, Південнобережний та Туацький антиклінорії, Східнокримський, Південно-Західний та Судакський синклінорії на суходолі, а в акваторії Кримсько-Чорноморський антиклінорій та Південнокримський синклінорій. Серед поперечних порушень найбільшими є Алуштинсько-Салгирський та Феодосійський глибинні розломи, що розділяють структуру на три сектори за тектонічним режимом протягом мезозою та кайнозою. У західному секторі етап підйому та складкоутворення завершився у ранньокіммерійську епоху, у центральній тривав до ранньої крейди, натомість на сході процеси альпіотипної складчастості відбувалися у штирійську фазу. Тривалий і несинхронний характер розвитку складових елементів єдиної складчастої споруди дає підстави відносити її до областей кіммерійсько-альпійської складчастості.

Найдавнішим комплексом Кримської споруди є таврійська серія середнього-пізнього тріасу — нижньої юри. Вони виходять на денну поверхню на антиклінальних структурах як на суші, так і на суміжному шельфі і представлені потужною (до 5 км) теригенною флішоїдною товщею перешаровування пісковиків, аргілітів, алевролітів, з рідкими прошарками та пачками гравелітів і конгломератів товщиною до 150 м (ескіординська світа). У розрізі таврійської серії широко розвинені доскладчасті магматичні породи основного складу. Вони утворюють силли, дайки, потоки подушечних лав та пачки грубоуламкових пірокластів. Малі інтрузії за складом це діабазы, габро-діабазы та долерити. Ефузиви лейасу таврійської серії представлені пачкою потокових кульових лав (до 120м), складених діабазами, спілітами та кератофірами. Вони підстилаються теригенно-вулканогенною товщею з пірокластами у вигляді лінз і прошарків основних туфів і туфітів. Магматити таврійської серії є базальтоїдами спіліт-діабазової формації, генетично пов'язаною з нижньоюрським підводним вулканічним апаратом..

Характер кіммерійського магматизму та седиментації (аспідна і флішеві формації) відповідає рифтовому режиму. Кримський рифт тоді входив до складу рифтову систему, що включала на заході тріасовий грабен Тулчі і Бзибсько-Казбецький трог на сході. При цьому інтенсивність процесів розтягнення земної кори закономірно збільшувалася у східному напрямку, де максимально проявилися кіммерійські (індосинійські) тектонічні рухи.

*Ранньокіммерійська фаза тектогенезу* викликала складчасті деформації таврійської серії та розділ рифтогенного басейну на північну (зовнішню) та південну (внутрішню) зони. Інверсія тривала протягом лейасу-середньої юри. На початках формування зовнішньої зони накопичилася товща прибережних відкладів з олистостромами (Ескіординська і Битакська світи). Протягом байоса-бата у внутрішній зоні накопичилися континентальні і паралічних товщі Бешуйської світи, водночас у внутрішній зоні триває накопичення субфлішевих відкладів.

Ефузиви середньої юри утворюють смуги північно-східного та субширотного простягання у межах Качинського підняття, Південнобережного та Туакського антикліноріїв, Алуштинсько-Салгірській та Феодосійській зонах розломів. Лавові потоки і пачки пірокластів, товщиною від 40 до 500 м, місцями понад 750 м (Карадазький масив), перешаровуються з теригенно-глинистими, рідше карбонатними породами. Вони є продуктами діяльності вулканічних апаратів центрального типу, що утворювали підводні острови з банками біогермів на схилах. Виверження були як підводними, з розвитком кульових лав та туфобрекчий, так і надводними, вибуховими (бомбові туфи, лаппілієві, літокристало-кластичні туфи), що пригнічували теригенну седиментацію. Речовий склад ефузивів різноманітний: від кислих (ліпарити, туфобрекчії дацитів, траси) і середніх (кератофіри, кератоспіліти, андезити, андезито-базальти), до основних (базальти, спіліти). Прояви ефузійно-пірокластичної діяльності супроводжувалися дайками порфірових базальтів, мікродіабазів, рогово-обманкових андезитів, кератофірів.

Середньоюрські інтрузиви представлені дрібними тілами габродіабазів, діоритів, гранодіоритів, плагіогранітів. Вторгнення мали дві фази: ранню, представлену габроїдами, і пізнішу — гранітоїдами. Ефузивні та інтрузивні породи належать до вапняно-щелочної серії андезитової ефузивної та габродіорит-гранітної формацій, що зближує їх із синхронними вулканоплутонічними товщами Скіфської плити та Північно-Кавказького вулканічного поясу.

Сруктури пізньоюрського етапу успадкували структурний план рифтогенного басейну середньої юри. У західній зоні накопичуються карбонатні відклади, що трансгресивно перекривають поверхню середньої юри, водночас у східній - карбонатні і теригенно-глинисті і флішоїдні товщі.

Протягом інверсійної пізньокіммерійської фази тектогенезу (валанжин — готерів) утворилися складчасті деформації, що зумовили риси сучасної

будови Гірського Криму. Як гірська споруда Крим сформувався протягом фаз пізньо-альпійського тектогенезу, коли сформувалися Південнобережний і Туацький антиклінорії та Качинське підняття і Кримсько-Чорноморський антиклінорій на суходолі, а в акваторії а також Південно-Західний, Східнокримський, Судацький та Південнокримський синклінорії (рис. 2).

*Південнобережний антиклінорій* розташований на півдні Гірського Криму, у його західному секторі. Північна частина ядра оголюється на суші між мисами Айя і Нікітським, де вона зім'ята в низку крутих антиклінальних складок (Ялтинська, Кастропольська, Фороська, Ласпінська), перекинутих на південь. Ядра антикліналей складені таврійською серією, а синкліналі складені середньоюрськими теригенно-вулканогенними відкладами. Дислокованість пов'язана з субширотними насувами з падінням площини зміщувача на північ, внаслідок чого структурні елементи антиклінорію мають південну вергентність.

На схід від Південнобережного розташований кулісно зчленований з ним *Туакський антиклінорій*, ядерна частина якого також складена таврійською серією і оголюється між Гурзуфом і Карадагом. Він також складений системою лінійних складок східно-північно-східного простягання, перекинутих на південь, порушених скидо-зсувами і крутими насувами. У східній частині антиклінорія розташовується Судацько-Карадазька складчаста зона з трьох широтних ланцюжків антиклінальних структур. Синкліналі, що їх розділяють, складені верхньоюрською уламковою товщею з великими лінзами рифових вапняків. Північне крило антиклінорія утворено крутозалягаючими середньо- та верхньоюрськими відкладами, південне - верхньоюрськими уламковими породами, які за великим Ечкідазьким розломом насунуті на Судацький синклінорій. У східній частині антиклінорія розвинені вулканогенні товщі середньої юри, що складають гірський масив Карадаг, а в районі Гурзуфа та Алушти — інтрузивні масиви габро-діабазів, габро-діоритів та гранодіоритів.

*Качинське підняття* північно-східного простягання розташоване в центральній частині Західного Криму. Воно розбите порушеннями на блоки та повздожні луски із змінними кутами падінь, що утворюють зони дрібних насувних дислокацій. У його північній частині (Курцевська антикліналь) на тріасовому фліші залягає Ескіординська світа (нижня юра-ааленський ярус середньої юри), що складається з пачок аргілітів, пісковиків, конгломератів, містить вулканічні породи і два горизонти олістостромів з брилами вапняків палеозоя, триаса і лейаса. Тут розташований другий за величиною



інтрузивний масив діабазових порфіритів. Південне крило підняття складено теригенною товщею з вулканітами і вугіллям середньої юри.

*Кримсько-чорноморський антиклінорій* розташований у прикримській частині шельфу Чорного моря. Від Південнобережного антиклінорія він відокремлений Південнокримським синклінорієм. Південно-східна його частина відсічена розломом, що обмежує Кримську гірсько-складчасту споруду.

*Південно-західний синклінорій* розташований у західному секторі Гірського Криму, на північ від Південнобережного антиклінорія та на південь від Качинського підняття. Західна його частина знаходиться в акваторії Чорного моря та перекрита відкладами нижньої крейди (альб). Синклінорій складений верхньоюрськими (оксфорд-титон) вапняками, що оголюються на суходолі від мису Айя до Чатирдага і виражені в рельєфі нагір'ями Кримських Яйл (Бабуган, Микитівська, Ялтинська, Ай-Петрінська). Західна частина синклінорія ускладнена кількома ерозійно-тектонічними западинами (Байдарська, Узунжинська, Варнаутська, Балаклавська), заповненими глинами нижньої крейди (берріас-баррем) з нахилом шарів на схилах 5-30°.

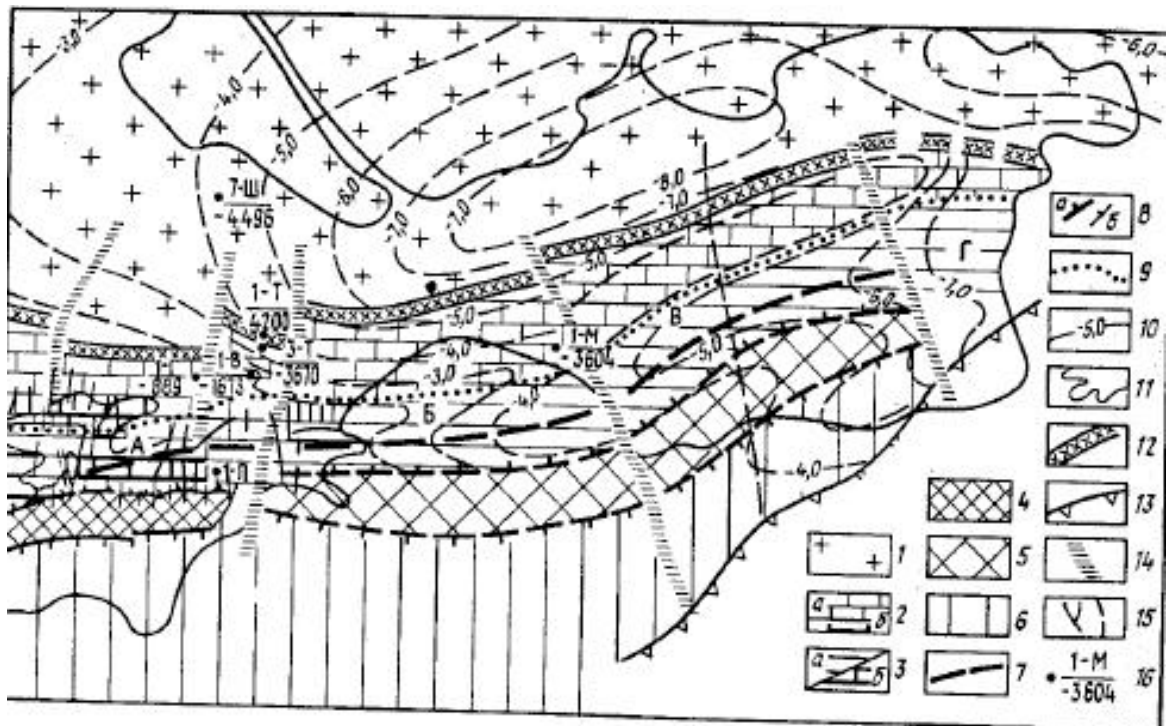
*Східно-кримський синклінорій* охоплює центральну та східну частини Гірського Криму - Головну грядку Кримських гір, простягаючись у субширотному напрямку від долини р. Салгір, на північ від Туанського антиклінорія. Синклінорій асиметричний: має пологі широке північне крило (10-15 °) і вузьке і круте (40-70 °) південне. Заповнений відкладами верхньої юри, представленої в західній частині вапняками та конгломератами, а в східній, крім конгломератів, піщано-глинистим флішем. Північне крило синклінорія на сході перекрито післяскладчастим комплексом (альб- неоген), на заході Салгірська синкліналь заповнена альбськими відкладами.

На південному сході Криму розташовується *Судакський синклінорій*. Північне крило знаходиться частково на суходолі і складене глинистим флішем, пісковиками, конгломератами бата-титону. Його ускладнюють дві синкліналі (Судакско-Манжільська та Меганомська), розділені Копсельською антикліналлю. На шельфі та континентальному схилі синклінорій складений товщею флішеву, яка обривається по розлому, що обмежує Гірський Крим з південно-південного сходу. *Південнокримський синклінорій* знаходиться у західній частині Гірського Криму в акваторії Чорного моря, де заповнений середньо- верхньоюрськими відкладами, зім'ятими у дрібні складки.

Північне крило Гірського Криму поховане під моноклинальним чохлам (нижнякрейда-антропоген) післяскладчастого комплексу. Він перекриває

зовнішні кіммерійські прогини, на кшталт Бахчисарайського, заповнені товщами грубоуламкових (моласоїдних) порід середньої юри (до 2,5 км). До таких прогинів пізнішого етапу генерації належить Білогірський прогин, заповнений нижньокрейдовою товщею грубоуламкових неокомських і глинисто-теригенних апт-нижньоальбських відкладів, розташований на північному крилі Східно-Кримського синкліорія.

На схід від Гірського Криму мезозойський комплекс під потужним кайнозойським чохлам (олігоцен-антропоген) простягається у межі Керченського півострова та суміжного з ним чорноморського шельфу. На шельфі, на південь від мису Меганом розміщується східне продовження Південнобережного і Південнокримського антикліноріїв, розділених Судацьким синкліорієм. Підняття складаються таврійською серією, а депресія товщами (понад 3 км) верхньої юри (рис.3).



**Рисунок 3.** Структура середньотріасово-верхньоюрського комплексу

Південно-Східного Криму. 1- Скифська плита; 2- 6- Кримська споруда: 2- 3- Сх-Кримський синкліорій: 2- карбонатна товща, 3 – фліш; 4- Туакський антиклінорій, 5- його східна частина; 6 – Судацький синкліорій; 7- вісь Сх-Кримського синкліорія; 8- підняття; 9 – межа між областями карбонатного і теригенного накопичення; 10 – ізогіпси поверхні докрейдових відкладів; 11- виходи верхньої юри на денній поверхні; 12- 15 – розломи: 12- шовна зона між Кримом і Скифською плитою, 13- кордон Півд-Керченського прогину, 14- зони розломів, 15- інші; 16- свердловини

Туакський антиклінорій розміщується під затокою Феодосії, а в межах Керченського півострова і суміжної чорноморської акваторії його частиною є

Східно-Туакське підняття з відносно невеликими (до 5 км) глибинами залягання тріас-юрських відкладів. Апікальна його частина розташовується на південь від мису Карангат, на схід та південь від нього зростають товщини палеогену та неогену.

*Східнокримський синклінорій* займає периклінальну позицію до ядерної частини гірської споруди Криму. Найпрогнута його частина, як і в Гірському Криму, затиснута поміж піднять і заповнена неокомською товщею у флішево-глинистих фаціях.

Особливістю Керченського сектора є повсюдний розвиток альпійського комплексу, що складається формаціями синеклізними (крейда — еоцен) та інверсійними (олігоцен — міоцен).

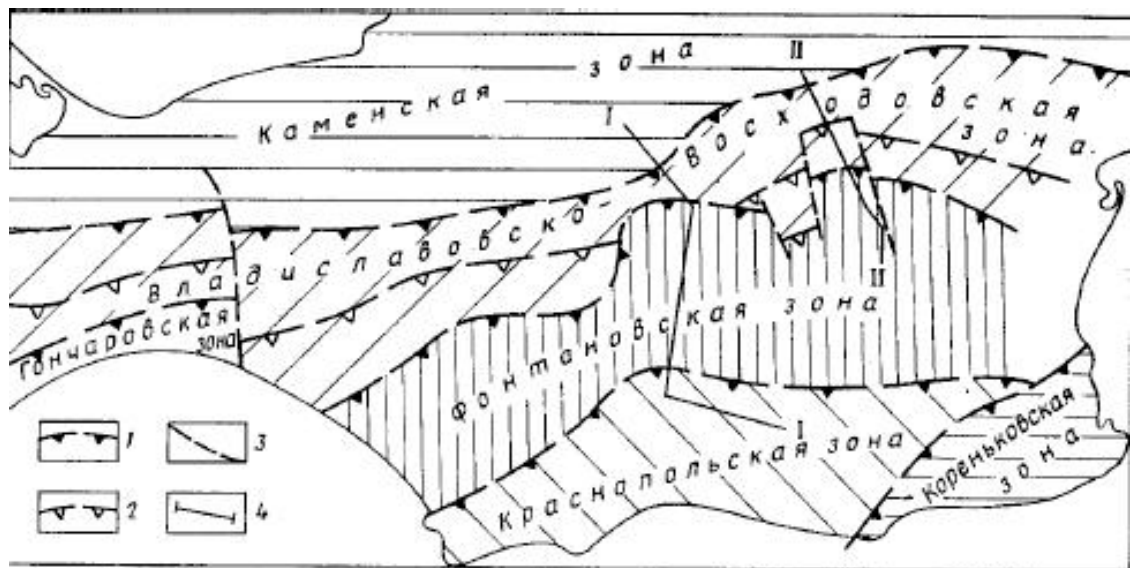
Нижньокрейдові відклади - це теригенно-глиниста товща до 2 км. Неокомський розріз складений теригенно-карбонатною пачкою (100—200 м) грубоуламкових порід. Апт і нижній альб представлені перешаровуванням пісковиків, аргілітів та алевролітів флішевого типу. Верхня частина нижньої крейди складена переважно аргілітами.

На Керченському півострові розвинені два типи розрізів верхньої крейди. Перший, у центральній частині півострова, через розмив не має турон-сантонських відкладів. Другий, у південній його частині, складається з сеноманських, турон-коньякських, сантонських, кампанських та маастрихтських відкладів. Верхньокрейдова товща (до 1,2 км) складена глинистими та алевритистими мергелями, крейдopodobними органогенними вапняками у турон-коньякській частині розрізу, з прошарками вапняних аргілітів. На півдні півострова, де розрізи найповніші, товща представлена карбонатним флішем. Палеоценові відклади розвинені повсюдно. Нижньопалеоценові представлені двома типами розрізів. На півдні розвинені переважно глинисті та глинисто-карбонатні відклади товщиною до 600 м. У центральній та північно-східній з'являються шари (до 2 м) алевролітів, пісковиків і гравелітів і розріз набуває характеру флішу. Верхньопалеоценові та еоценові відклади складені аргілітами з прошарками алевролітів, пісковиків та мергелів.

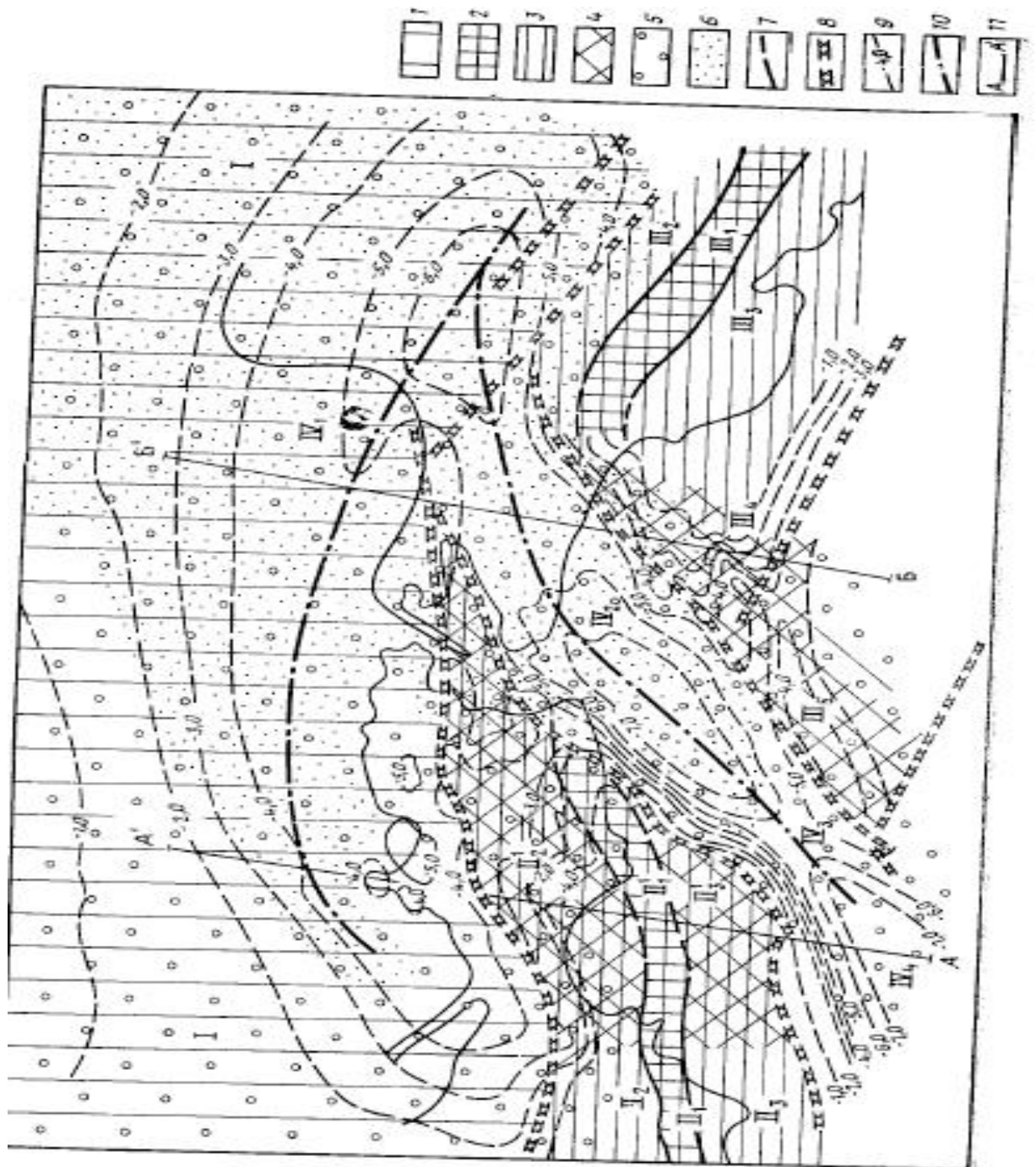
У пізньокіммерійську епоху завершилося прогинання на сході Гірського Криму, натомість далі на схід від Феодосійського поперечного розлому занурення тривало ще до еоцену, що було пов'язане з низхідними рухами у Північно-Західному Кавказі. Тому верхньокрейдові прогини Керченського та Таманського півостровів, заповнені потужним карбонатним флішем, успадковують простягання ранішніх палеопрогинів Кавказу. Значні тектонічні

рухи, що проявилися на Кавказі з середини пізньої крейди до еоцену, зумовили зміщення ліній цих прогинів, що тоді заповнювалися флішем, на північ. Наприклад, палеоцен-еоценовий Афіпський прогин, де тоді накопичувався теригенно-карбонатний фліш товщиною до 2500 м, змістився на північ по відношенню до Собербашсько-Гунайського кавказького палеопрогину, насунувшись на південній схил Скіфської платформи. Його західна частина розміщується північній частині Керченського півострова.

В структурі Кримсько-Кавказьких альпід крейдяно-еоценового (до майкопського) поверху проявляються західні частини Кавказьких палеопрогинів, внаслідок широкого розвитку складчасто-насувних дислокацій на інверсійному етапі гороутворення. В області зчленування Гірського Криму і Північно-Західного Кавказа сформувалися шість субширотно орієнтованих складчасто-насувних зон (Кориньківська, Краснопільська, Фонтанівська, Владиславівсько-Восходівська, Гончарівська та Кам'янська), заповнені близькими за формаційним складом і повнотою розрізу відкладами крейди і палеоцену-еоцену (рис. 4).



**Рисунок 4.** Структура нижньокрейдово-еоценового комплексу області зчленування Гірського Криму та Північно-Західного Кавказа (Керченський півостров). 1 - межі зон; 2 - підзон; 3 - поперечні скидо-зсуви; 4- геологічні розрізи



**Рисунок 5.** Структура зони зчленування гірсько-складчастих споруд  
Гірського Криму та Північно-Західного Кавказу:

1 - південна околиця Скіфської плити; 2-3 - структурні елементи зони зчленування: 2-антикліорні, 3 - синкліорні; 4-периклінальні замикання орогенів: 5-6 – райони прогинань: 5 – у майкопський час (нижня моласа), 6 – у середньоміоценовий – пліоценовий час (верхня моласа); 7 – межі тектонічних елементів: I – Скіфська плита; II – Гірський Крим та його східне занурення (II<sub>1</sub> — Туацький антикліорій, II<sub>2</sub> Східнокримський синкліорій, II<sub>3</sub> - Судакський синкліорій); III - Північно-Західний Кавказ IV - прогини етапу гороутворення (IV<sub>1</sub> - Індоло-Кубанський, IV<sub>2</sub> - Південно-Керченський, IV<sub>3</sub> - Південно-Карангатська перемичка, IV<sub>4</sub> - западина Сорокіна); 8 - головні розломи; 9 - ізогіпси підшви майкопської серії; 10 - осі середньоміоцен-пліоценових прогинів; 11-лінії розрізів

Формування альпіотипної структури зони зчленування Криму та Кавказу відбувалося протягом ларамійської та штирійської фаз. У ларамійську на межі верхньої крейди-палеогену відбулося закриття південного верхньокрейдового прогину через формування Горностаївської та Краснопільської насувних зон. Наслідком рухів цієї фази було відокремлення флішевого палеоценового прогину на північ від Горностаївської зони, що є західною частиною Афіпського прогину Кавказу.

Піренейська фаза тектогенезу на кордоні еоцену і олігоцену проявилася на Кавказі, де призвела до закладення крайового Індоло-Кубанського прогину з накопиченням до 6 км товщиною глинистої майкопської серії олігоцену-раннього міоцену, що є нижньою моласою альпійського поверху.

У штирійську фазу внаслідок активізації тектонічних рухів у керченському районі відбулося насування Фонтанівської зони на структури Владиславівсько-Восходівської зони з ускладненням ранішніх структур і загальним підйомом Південно-Західної рівнини Керченського п-ова. Це зумовило розчленування західної частини Індоло-Кубанського прогину на дві гілки: Індольську і Південно-Керченську. У середньому міоцені — пліоцені ці гілки заповнюються верхньою строкато-барвною моласою товщиною 3 км.

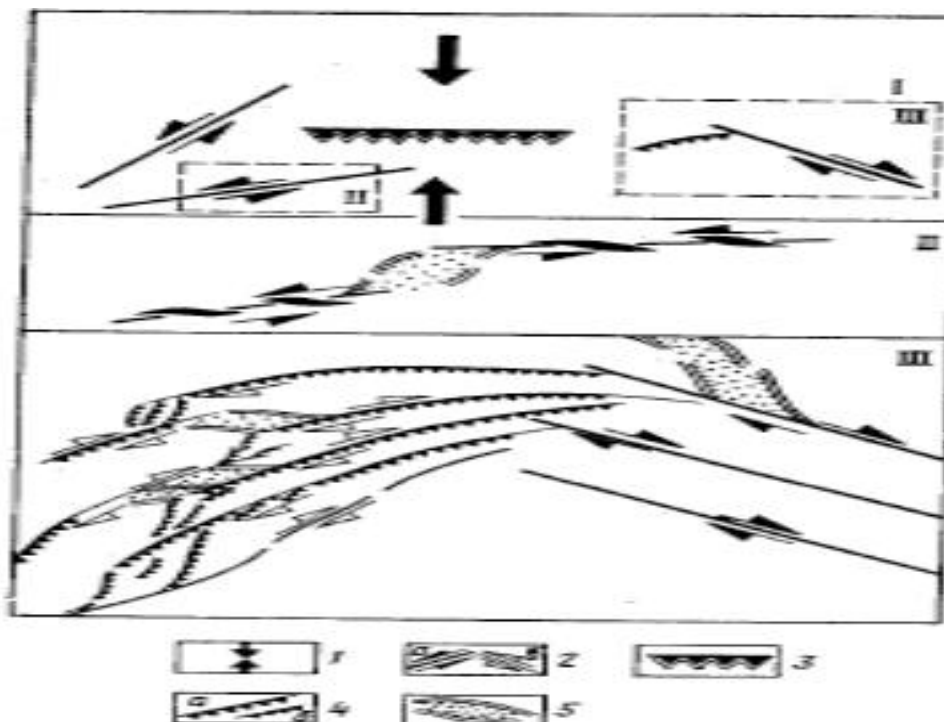
У структурі *Індоло-Кубанського прогину* виділяються зовнішня та внутрішня зони. Північна частина цієї гілки прогину, накладена на структури молодої платформи (зовнішня зона), містить у підвалинах чохла поховані структури, що успадковані від домайкопських відкладень. Складчастість внутрішньої зони прогину обумовлена поєднанням насувних деформацій доолігоценного і процесів глинокінезу в товщі олігоцену. У верхніх шарах олігоцену поширені криптодіапірові та діапірові складки (Чегене-Єнікальська, Владиславівсько-Восходівська, Фонтанівська зони), ускладнені «втиснутими» синкліналями, які є структурами компенсаційного прогинання, утвореними в процесі глиняного діапірізму.

*Південнокерченська* гілка більш прогнута, товща олігоцен-пліоцену тут сягає 6 км. Олігоцен-неогенові відклади *Південнокерченського прогину* зім'яті в низку діапірових та криптодіапірових складок, що правокулісно групуються в кілька лінійних антиклінальних зон.

Діапірові та криптодіапірові складки Таманського півострова складають дев'ять правобічно ешелонованих антиклінальних ліній. На відміну від Керченського для Таманського півострова поширені улоговини і синкліналі, молодшим є вік складчастості. Простягання ліній складок на Таманському



півострові та суміжній акваторії Чорного моря змінюється від північно-західного у східній частині півострова на широтне у північній та центральній і далі на південно-західне, окреслюючи перикліналь гірсько-складчастої споруди Північно-Західного Кавказу. У Керченсько-Таманському районі напруги субмеридіонального колізійного стиснення проявився у ліво- та правосторонніх зсувах ліній антикліналей (головний парагенезис). Горизонтальні переміщення вздовж структур головного парагенезису компенсувалися утворенням динамічно з ними пов'язаних вторинних антикліналей стиснення, орієнтованих стосовно до них майже під прямим кутом. Виділяється дві кінематичні асоціації парагенетичних структур (рис. 6). Перша, «керченська» пов'язана з лівосторонніми діагональними зрушеннями головного парагенезису, має ешелоновану будову і збігається в плані з крейдово-еоценовим комплексом, що її підстилає. Друга, таманська асоціація, пов'язана з правозсувними дислокаціями головного парагенезису, має неузгоджене, січне співвідношенням з комплексом підвалини, а складові її парагенези структур утворюють структурний рисунок «кінський хвіст».



**Рисунок 6. Структурні парагенези горизонтального зсування, утворені у регіональному (I) та локальних (II, III) полях напружень. 1- напрямок головної осі колізійного стиснення пізньоальпійського тектогенезу; 2 - зсуви, обумовлені регіональним (а) і локальним (б) полями; 3-4 - структури стиснення: 3 - фронтальна складчастість, підкиди, насуви, 4 — діагональна складчастість; 5 - структури розтягу. Структурні парагенези: II – Керченський ("ешелон"), III - таманський ("кінський хвіст")**

### КОНТРОЛЬНІ ПИТАННЯ:

1. Які за віком складчасті споруди оточують стародавню Східноєвропейську та молоді Західноєвропейську і Скіфську платформи на території України?
2. Яку тектонічну позицію і вік складчастості має Донецька складчаста споруда, складовим елементом якої палео-структури вона є?
3. Які етапи еволюції зазнав *Донецький палеопротин (Донбас)* і які його головні структурні елементи?
4. Якими структурами альпійська складчастість проявилася у сучасному денному рельєфі на території ДСС?
5. Які особливості будови властиві зоні зчленування ДСС і Дніпровсько-Донецької палеозападини?
6. Де розташована і з яких структурно-формаційних елементів складається гірсько-складчаста структура Криму?
7. Яким є Найдавніший формаційний комплекс Кримської споруди і які породи його складають?
8. Протягом яких фаз тектогенезу сформувався Гірський Крим?
9. Де розташовані і якими є основні риси будови Південнобережного, Туацького антикліноріїв, Качинського підняття та Кримсько-Чорноморського антиклінорія, розташованих на суходолі?
10. Де розташовані і якими є основні риси будови розташованих в акваторії Чорного моря Південно-західного, Східнокримського, Судацького та Південнокримського синкліноріїв?

## 7. 1. СКІФСЬКА ПЛИТА

Скіфська плита займає тектонічну позицію між СЄП на півночі та гірсько-складчастими спорудами Криму, Кавказу та Копетдагу на півдні. Ця молода платформа з герцинським фундаментом та мезо-кайнозойським осадовим чохлам охоплює територію від Передкарпаття на заході до Каспію на сході. Плита розділяється на три сегменти: Західний (Переддобрузький), Центральний (Кримсько-Азовський) та Східний (Передкавказький), два перших з яких знаходяться на території України (рис. 1). Кордоном між Західним та Центральним сегментами є Одеським розлом. Південним кордоном Скіфської плити на заході є розлом Печеняга — Кам'яна, що відділяє герцинський фундамент Північної Добруджі від Центральної Добруджі. Кордоном плити з Кримсько-Кавказькими кімерідами-альпідами є Сімферопольський коро-мантіїний розлом, що простягається уздовж передгір'я Гірського Криму від Балаклави до Сімферополя, а тоді субширотно до м. Білогірськ. Ширина зони розлому складає 2,5-6,0 км при амплітуді на поверхні Мохо 10-12 км, тут розвинені ефузивні та інтрузивні тіла. Активізація рухів уздовж Сімферопольського розлому тривала з пізнього палеозою до раннього крейди з максимумом в пізньоюрський час. Розлом контролює фронт покривно-складчастої структури насування тріас-юрського комплексу мегантиклінорія Гірського Криму на фундамент Скіфської платформи.

### 7. 1.1. Переддобрузький сегмент Скіфської плити

У межах західного сегмента виділяються *Нижньопрутський виступ і Переддобрузький прогин* (рис. 1).

*Нижньопрутський виступ фундаменту* розташований у південно-західному куті Дністровсько-Прутського міжріччя і представляє північно-західне занурення масиву Північної Добруджі, перекрите чохлам неоген-антропогенових відкладів. Північну Добруджу складають рифей-вендські, палеозойські та раннемезозойські метаморфічні, осадові та магматичні комплекси, що зазнали складчастих деформацій протягом байкальської, герцинської та кіммерійської епох. Кристалічний масив поділяється на дві тектонічні зони - Мечін на півдні і Тулча на півночі, перша з яких має палеозойський, друга мезозойський чохол.

Найдавнішими породами Центральної і Північної Добруджі є пізньопротерозойські (рифейські) кристалічні сланці, що на денну поверхню виходять в ядрі антикліналі Алтин-Тепе, виступах Орліга і Меджина.

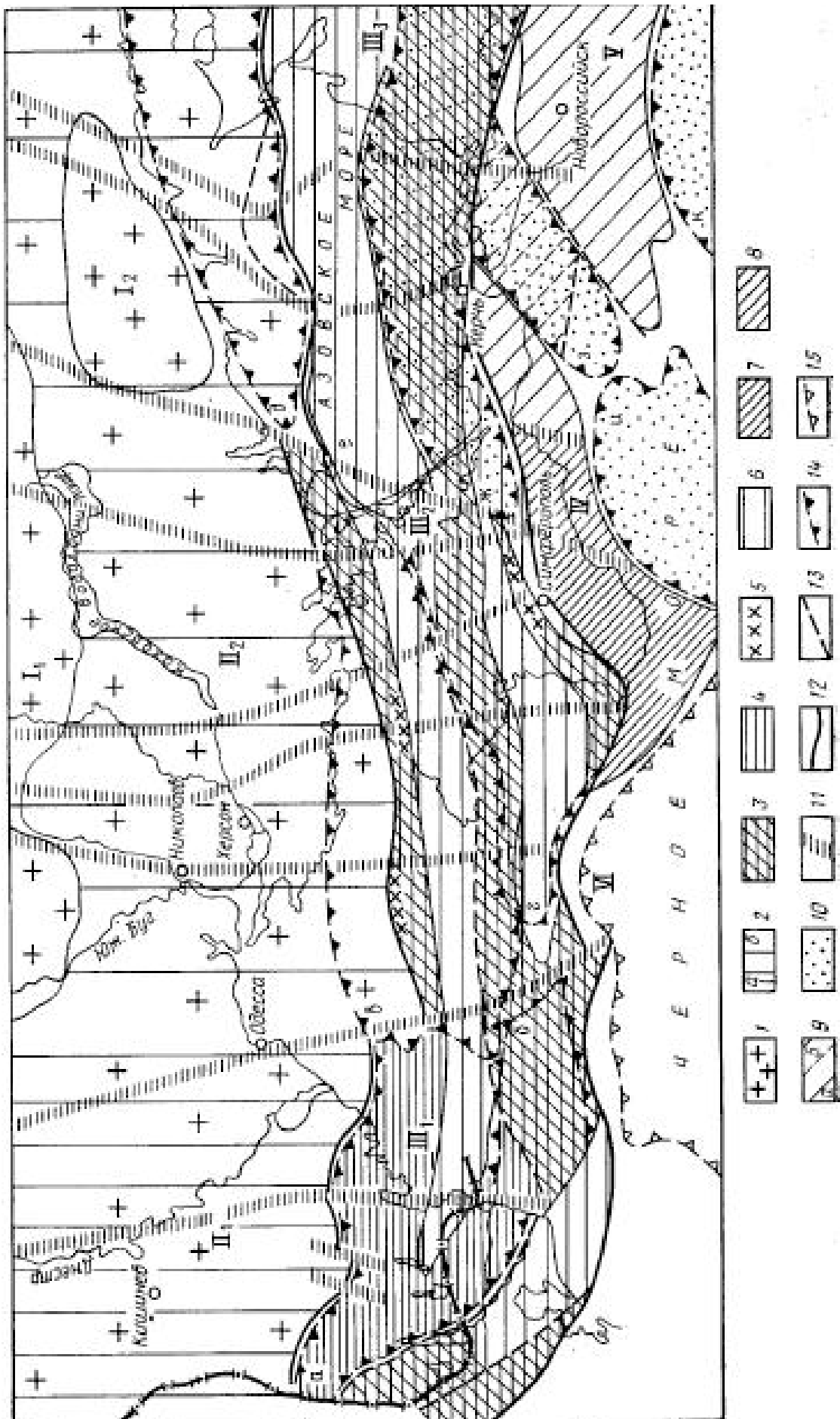


Рисунок 1. Тектонічне районування півдня України

1 - виступи дорифейського фундаменту; 2 - фундамент, перекритий осадовим чохлам: а - рифей-неоген, б - перм-неоген; 3 - варіський фундамент; 4 - ранньобайкальський фундамент; 5 - релікти байкалід у варіському фундаменті; 6 - кіммерійський фундамент; 7 - ранні кіммериди; 8 - пізні кіммериди; 9 - альпіди: а - встановлені, б - передбачувані; 10 - прогини альпід; 11 - субмеридіональні розломи дорифейського закладення; 12 - кордонні розломи; 13 - регіональні розломи; 14 - прогини та підняття чохла; 15 - глибоководна западина. Головні геоструктури: I-II - Східно-Європейська платформа: I - щити: I<sub>1</sub>-Український, I<sub>2</sub> - Азовський, II - Волино-Азовська плита: II<sub>1</sub> - західна частина, II<sub>2</sub> - південна частина; III - Скіфська плита: III<sub>1</sub> - Західний (Преддобруджський) сегмент, III<sub>2</sub> - центральний (Кримсько-Азовський) сегмент, III<sub>3</sub> - східний (Предкавказький) сегмент; IV-Гірський Крим; V - Північно-Західний Кавказ. Структури чохла: а - Переддобрудзький прогин; б - Губкінський виступ; в - Каркінітсько-Північнокримський прогин; г - Каламітсько-Центральнокримське підняття; д - Північно-Азовський прогин; е-Азовський мегавал; ж - Індольський прогин; з - Південно-Керченський прогин; і - западина Сорокіна; к - Туапсинський прогин; VI - Західно-Чорноморська западина

Метаморфізована піщано-глиниста товща рифею містить тіла основних інтрузивів та ефузивів (сланцево-діабазовий комплекс). У ранньобайкальську фазу породи були метаморфізовані в амфіболітовій фації, дислоковані та гранітизовані тілами мікропегматитових гранітів комплексу Меджина.

Молодший комплекс «зелених сланців» (пізній рифей або венд – пізній кембрій) складає масив Центральної Добруджі і оголюється в ядрах антикліналей Північної Добруджі. У Центральній Добруджі представлений до 5 км товщини флішоїдно-граувакковою формацією, метаморфізованою у серицит-хлоритовій фації. У зонах Мечін і Тулча Північної Добруджі складена філіт-кварцитовим комплексом (формації Боклуджа і Бучумені) метаморфітів по вулканогенно-осадовим породам, зім'ятим в складки, метаморфізованим у фації зелених сланців і прорваних гранітоїдами (масиви Кошлуджа, Балабанча, Петрамаре) в пізньобайкальську фазу складчастості.

У Північній Добруджі поширений герцинський комплекс (середній-пізній палеозой) осадових і магматичних формацій. Породи силуру-нижнього девону зон Мечін і Тулча складені аспідними та силіцитовими сланцями, філітами, яшмами, доломітизованими вапняками, рідше кварцитами товщиною до 1500 м. Магматичні тіла представлені лінзами діабазів із супутніми силіцитами стадії розколу континентальної кори з формуванням трогу. Вгорі на них залягає фліш девону (формації Бужоаре, Мексинені, Бештеце), що відкладався протягом інверсійної стадії підйому басейну у бретонську фазу тектогенезу.

Етап гороутворення представлений ранньо-середньокам'яновугільною (до 2 км) формацією Карапеліт в зоні Мечін. Це теригенний поліфаціальний комплекс континентальних і мілководно-морських вугленосних, алювіальних

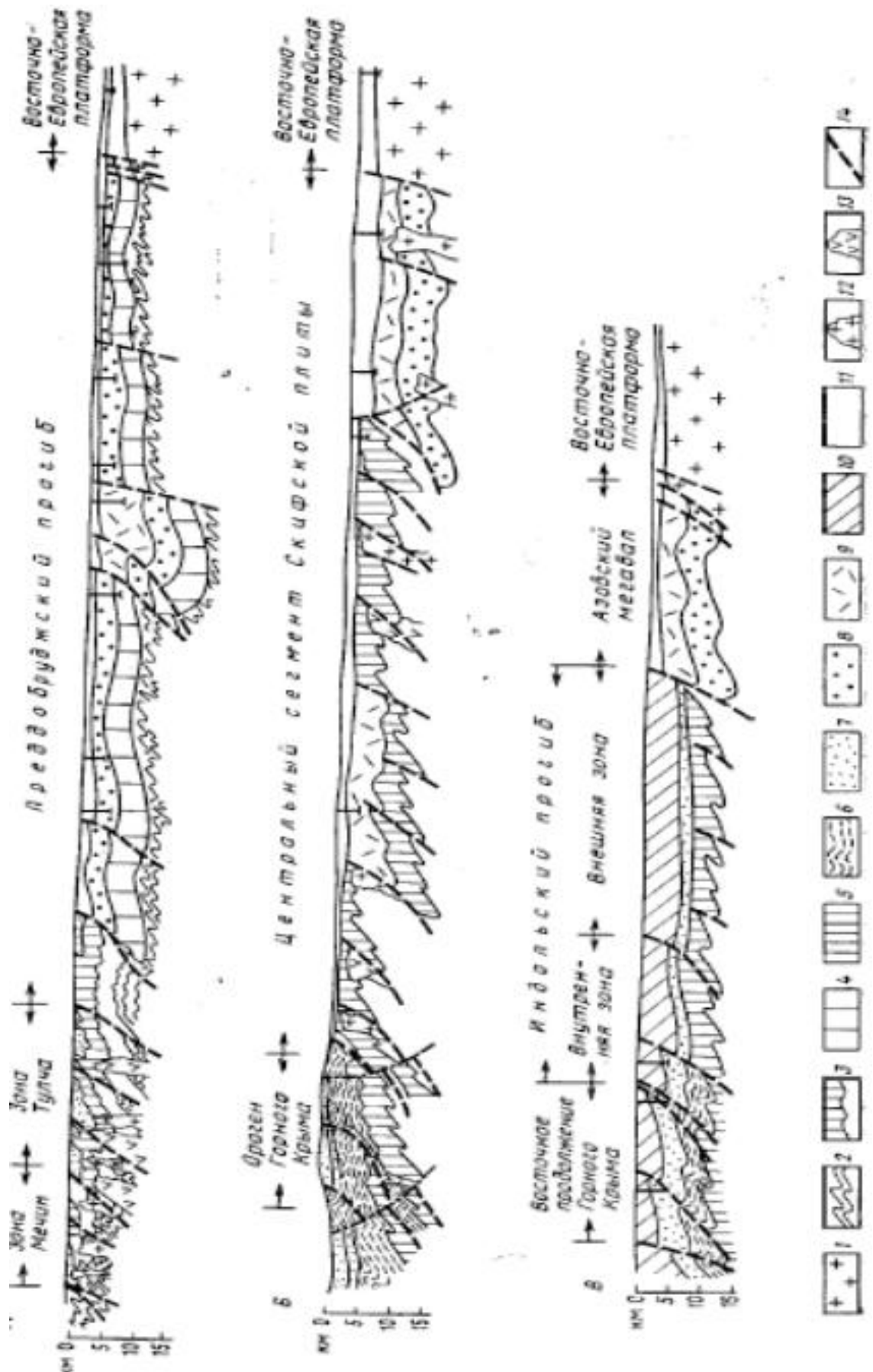


Рисунок 2. Геологічні розрізи через Північну Добруджу і Переддобрудзький прогин (А), Гірський Крим та центральний сегмент Скіфської плити (Б), східне занурення Гірського Криму, Індольський прогин та Азовський мегавал (В).



1- фундамент СЄП, 2 - байкальський комплекс Добрудзького прогину, 3 – палеозойський комплекс Північної Добруджі, 4 - палеозойський комплекс Передобрудзького прогину; 5- палеозойський комплекс Центрального сегмента Скіфської плити, 6-таврійська серія Гірського Криму, 7-мезозойський комплекс Північної Добруджі і Гірського Криму; 8- пермсько-нижньотріасовий комплекс Скіфської плити , 9 - середньо-верхньотріасовий комплекс Скіфської плити, 10- олігоцен-міоценовий комплекс Індольського прогину, 11- чохол, 12- кислі інтрузії, 13- основні інтрузії, 14- глибинні розломи

конгломератів, грауваккових пісковиків, аргілітів з прошарками туфів, порфіритів, діабазів. Це моласовий комплекс, що відкладався протягом судетської фази. Магматичні комплекси утворюють гранітоїдні батоліти - це масив Гречі зони Мечин, складений лейкократовими гранітами, кварцовими діоритами, grano-діоритами і габро, та масиви лужних гранітів і сіенітів Туркоян, а також ефузивно-дайковими порфірами і діабазами Хома Маноле.

Парагенези осадових і магматичних формацій масиву Північної Добруджі на *Нижньопрутському виступі* за складом геосинклінальних і орогенних формацій герцинід і масштабами прояву порівнюються з однотипними комплексами Західної Європи і Північного Кавказу.

З раннього тріасу постає кіммерійський етап розвитку регіону, максимально проявлений в зоні Тулча (плато Нікуліцел). Рифтовий комплекс складений бімодальною ріоліт-базальтовою серією ефузівів, дайок і туфів, що перешаровуються з тонкоплитчастими вапняками і аргілітами. Вгорі вони перекриваються товщею (до 2 км) покривних толеїтових базальтів та їх пірокластів. Заклучна фаза магматизму представлена серією долеритових дайок, що завершують офіолітову формацію, яка перекривається комплексом карнійсько-норійського «дикого флішу» товщиною до 1500 м. Субфлішева седиментація триває після незначної перерви протягом ранньої юри. Завершується інверсійний розвиток ранньо-мезозойських структур зони Тулча у ранньокіммерійську фазу складчастості (пізній тріас-рання юра), а з пізньої юри регіон розвивається у платформному режимі.

*Нижньопрутський виступ* складає північно-західне занурення структури Північної Добруджі. Його північно-східним кордоном є Кагульсько-Ізмаїльський розлом — фрагмент протяжної Аджуд-Кагул-Георгіївської розломної зони. Складчастий фундамент виступу складений герцинідами, зрідка локально розвиненими кіммерідами, що перекриваються з незгодою платформним кайнозойським осадовим чохлам. У придунайській області кристалічні породи виходять на денну поверхню, занурюючись на північ на

глибини до 400—600 м. У рельєфі фундаменту утворилися Валенське та Мантовське підняття, розділені Бринзенською депресією.

Найдавнішими породами *Нижньопрутського виступу* є докембрійські комплекси «зелених сланців» (кварц-біотит-мусковітові, кварц-серицит-хлоритові та карбонатні). Комплекс силура-девона розвинений на північ від зони «зелених сланців». Нижня частина комплексу складена алевроліт-аргіліт-вапняковою товщею з лінзами пірокластів та основних ефузійно-дайкових порід, інтрузивні аналоги представлені тілами габроїдів. Вони одновікові та однотипні з силло-дайковим комплексом Північної Добруджі, і як продукт герцинського магматизму виділені у спіліт-діабазову формацію.

Середньо-верхньодевонські відклади, на відміну від флішоїдів Північної Добруджі, представлені переважно карбонатами з прошарками алевроліт-аргілітових порід. Пізньогерцинський комплекс (верхній карбон-перм-нижній тріас, моласа судетської та астурійської фаз) розвинений на півночі (Мантовське підняття), де складений конгломератами, гравелітами, пісковиками, алевролітами і аргілітами. Магматичні породи представлені штоками і дайками кварцевих сієніт-, монзоніт і гранодіорит-порфірів, що проривають відклади девону і виходять на до-неогенову ерозійну поверхню.

Структура байкальського і герцинського комплексів *Нижньопрутського виступу* значно складніша. Складчасто-насувними деформаціями протягом ряду фаз тектогенезу в Північній Добруджі обумовлено формування структур латерального стиснення і горизонтального пересування. Про це свідчать круті кути залягання (до 90°), дроблення та мілонітизація порід, переважання горизонтальної складової рухів.

Плитні комплекси *Нижньопрутського виступу* складені відкладами неогену-антропогену і фрагментарно юри. Вони плащеподібно вкривають еродовану поверхню венд-палеозой-нижньомезозойських комплексів і ускладнені дрібними конседиментаційними брахіформними структурами.

***Переддобрузький палеопрогин*** розташований у зоні зчленування СЄП та складчастої Північної Добруджі. У його будові беруть участь різноманітні магматичні та осадово-вулканогенні комплекси, що мають риси, як молодої, так і стародавньої платформи. Прикордонна, між-плитна тектонічна позиція зумовила формування у межах палеопрогину різнотипних геоструктур: перикратонного, крайового та згодом внутрішньо-платформного прогинів.

З півночі ***Переддобрузький палеозойський прогин*** обмежує Цигансько-Чадирлунгського глибинний розлом, за яким фундамент різко занурюється на південь на глибини понад 5-6 м. Південно-західним кордоном прогину є

Аджуд-Кагул-Георгієвського глибинний розлом, за яким осадово-вулканогенні комплекси Північної Добруджі насунулися на прогин протягом герцинського і пізньо-кіммерійського тектогенезу (рис. 2). На захід палеопрогин простягається у Румунію, а його східним кордоном в акваторії Чорного моря є Одеський глибинний розлом.

Кристалічний фундамент *Переддобрузького прогину* складений формаційним комплексом ранніх байкалід, представлених мігматитами, утвореними внаслідок пошарової ін'єкції гранітної магми в уламкові породи, та розгнейсованими та катаклазованими гранітами і плагіогранітами. У його структурі сформувалася низка улоговин глибиною 7—9 км, розділених сідловинами 2,8—4,0 км.

Розріз чохла починається валдайською серією венда, складеної товщею перешаровування пісковиків, алевролітів, туфоалевролітів і аргілітів ритмічного, флішоїдного типу. Товщина серії збільшується на південь від 1 км поблизу Цигансько-Чадирлунгського розлому до 1,5 км у центральній частині прогину. Породи деформовані, кути падіння пластів від 20-45° до 80-90° поблизу розломів. Вони одновікові з комплексом зелених сланців, а різке збільшення їх товщини в порівнянні з прилеглими районами стародавньої платформи обумовлено формуванням у прогині, прилеглому до мобільного складчастого поясу, який зазнав прогинання у венді в зонах Мечин та Тулча. Моласоїдний тип верхів серії викликаний дислокаціями пізньобайкальського циклу, які найбільше проявилися в Північній Добруджі.

У варіському структурно-формаційному комплексі *Переддобрузького прогину* виділяються два підкомплекси. Нижній, силурійсько-нижньодевонський, складений теригенно-глинистими і карбонатними відкладами (1500—1800 м), а верхній, середньодевонсько-нижньокам'яновугільний - сульфатно-карбонатною понад 2 км товщею. Дислокованість порід незначна (кути падіння шарів 10-30°). Диференційованість структури прогину проявляється у розвитку лінійних депресій (Алуатсько-Чалицька, Ізмаїльська, Фурманівсько-Приморська та Тузловська), височин, що їх розділяють (Готештсько-Баймаклійська, Саратовсько-Балабанівська), та поперечних виступів (Катульський, Оріхівсько-Суворівський), які їх ускладнюють.

Загалом, варіський комплекс - це асоціація платформних доломітово-вапнякової, теригенної та евапоритово-карбонатної формацій прогину, розвиток якого визначався динамікою прилеглого складчастого рухливого поясу. Різкі зміни характеру осадконакопичення на межі раннього-

середнього девону обумовили рухи бретонської фази, що викликала складчастість у межах Північної Добруджі. У південно-східних районах прогину (острів Зміїний) вони проявилися відкладенням пачки брекчій, конгломератів і гравелітів (до 60 м) у верхах нижнього девону. Тривале занурення Переддобрузький прогину у платформному режимі у венд-середньому палеозої відбувалося в межах протяжної Балтійсько-Придністровської зони перикратонного прогинання.

*Варіський етап* розвитку Переддобруджського прогину завершується накопиченням моласової формації, формування якої пов'язане з підйомом і складчастістю у Північній Добруджі. Нижня сіробарвна моласа складена вугленосними відкладами верхів візейського-низів серпуховського ярусу, верхня – червонобарвними вулканогенними відкладами верхнього карбону-нижнього тріасу. Нижня моласа ровинена на сході Дністровсько-Прутського міжріччя, складена аргілітами, алевролітами, пісковиками з шарами мергелів, вапняків та доломітів. Розріз насичений вугільним матеріалом у різноманітній форм- від розсіяної вуглефікованої органіки до окремих пластів довгопламенного вугілля товщиною до 1,5 м, кількістю від 2-5 до 20-26.

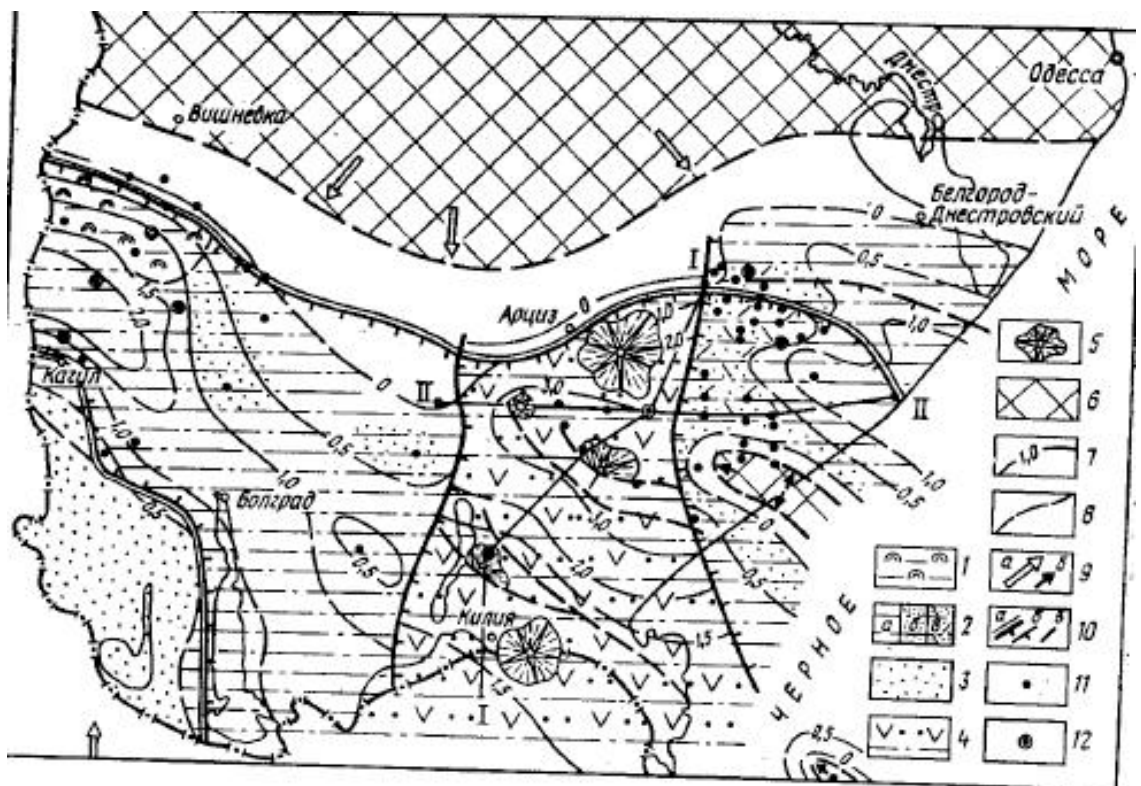


**Рисунок 3.** Поширення вугленосної моласи у Переддобрузькому прогині: 1 - ізопахіти верхньовізе-серпуховського ярусу; 2-розломи; 3 — свердловини і товщини нижньої моласи

Товща помірно дислокована, кути падіння порід 20—45°, товщини від 0 на Суворовсько-Орехівській сідловині до 600—700 м у Тузловській депресії. У західній частині прогину в межах Алуатсько-Чалицької депресії товщина нижньої моласи до 80 м. Структурний план нижньої моласи успадковує структуру силуру-девона, що свідчить про те, що судетська фаза більше

проявилася в Північно-Добруджському орогені, а в Переддобрузькому відобразилася лише у зміні формаційних типів порід, але не супроводжувалася кардинальною перебудовою його структури.

Комплекс верхньої моласи розвинена по всьому прогину, залягає трансгресивно з кутвою незгодою на різновікових відкладах і перекривається породами середнього-верхнього тріасу або юри. Структурний план формації має поперечну зональність через утворення субмеридіональних височин (Оріхівсько-Суворівська і Алібейська сідловини), що розділяють прогин на окремі депресії (Чаликско-Алуатська, Татарбунарська, Криловська).



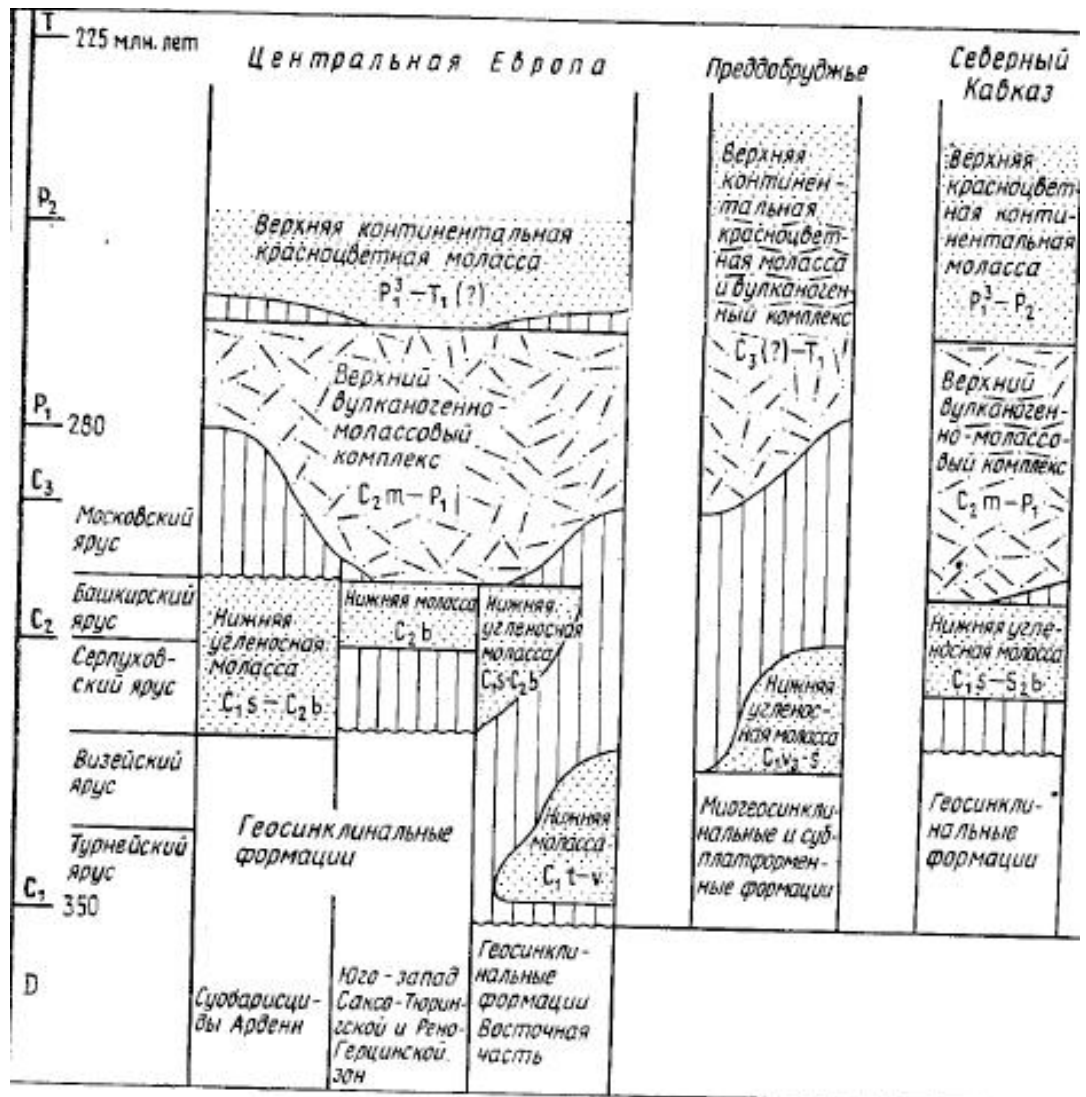
**Рисунок 4.** Поширення вулканогенної моласи у Переддобрузькому прогині: Фації: 1- лагунні евапоритові, 2- 4 - континентальні і прибережно-морські, вулканогенно-теригенні, 5- вулканічні вогнища, 6- області денудації, 7- ізопахіти, 8- межі літофацій, 9- напрямки зносу уламкового матеріалу, 10-розломи, 11-свердловини

На заході, у Чаликско-Алуатській депресії верхню моласу складають континентальні та морські мілководні червонобарвні піщано-алевролітові відклади товщиною понад 2 км. На півдні депресії вона містить грубоуламковий матеріал (гравеліти, конгломерати, брекчії). На її північному борту поширені лагунні хемогенно-теригенні відклади товщиною до 1,5 км, складені аргілітами, алевролітами, пісковиками і ангідрітами. На сході у

Татарбунарському грабені, де її товщини 1,5-4 км, розвинені ефузіви. Вулканогенний комплекс (базальти, андезито-базальти, андезити, ріоліти) розвинений і в дельті Дунаю у вигляді окремих потоків товщиною 5-30 м. Вони складаються у великі пачки розділені- шарами ігнімбритів, туфів, туфітів, вулканоміктових пісковиків і аргілітів, у підвалині яких залягає базальна пачка конгломератів до 150 м товщини. Цей експлозивно-еруптивний комплекс сформував в наземних та мілководних умовах різноманітні форми - від стратовулканів до тріщинних виливів. У формаційному відношенні вулканіти належать до базальт-андезит-ліпаритової групи формацій.

Інтрузивними аналогами варіських вулканітів є верхньопалеозойські, мезоабісальні габро-діорит-гранітні масиви та гіпобісальні сієнітові, монзонітові, керсантитові штоки і дайки гранітоїдів і габро-монцосієнітів. Магматичні утворення карбону-нижнього тріасу складають вулканоплутонічний комплекс активної околиці андійського типу, у межах якої в пізньому палеозої сформувалася субдукційна зона, що падала на північ. За тектонічною позицією і літофаціальним складом магматиті зіставляються з варіським орогенним комплексом південної частини Середньоевропейської западини. Аналогом нижньої моласи Переддобрузького прогину є вугленосний комплекс *силезію*, а верхньої - *ротлігендеса* з аналогічним складом вулканітів. Карбонатно-сульфатна аридна формація відповідає середньоевропейському *цехштейну*. Моласовий комплекс однотипний із синхронними формаціями, сформованими на заключному етапі варіського тектогенезу в Південній та Центральній Європі, на Кавказі та в Передкавказзі.





**Рисунок 4.** Зіставлення моласових комплексів варісцид Центральної Європи, Переддобруджжя та Північного Кавказу

Кіммерійський структурно-формаційний комплекс у південній частині Дністровсько-Прутського міжріччя поділяється на два підкомплекси — середньо-верхньотріасовий та середньо-верхньоюрський. Особливості будови першого проявляються у розподілі його товщин: максимальні накопичилися у вузьких грабенах північно-західного простягання, де проявлений толеїтовий магматизм. Вони перетинають субмеридіональні пізньопалеозойські структури Дністровсько-Прутського міжріччя і Північної Добруджі. У Переддобрюзькому прогині світи середнього-верхнього тріасу розвинені в південно-східній придунайській частині, а також у дельті Дунаю, де вони заповнюють грабени (Кілійський і Караорман у Румунії).

Середній тріас у Переддобрюзького прогину складений карбонатно-глинистими породами товщиною до 400 м, що змінюються догори теригенно-глинистим верхнім тріасом. Середня-верхня юра натомість

поширена по всій території прогину, частково захоплюючи південну околицю СЄП. Середня юра складена глинисто-піщанистою глибоководною товщею, верхньоюрська товща - глинистими мілководно-морськими (келловей-оксфорд), а також континентальними та лагунними (кіммеридж-нижня крейда) терригенно-карбонатними та сульфатно-галогенними відкладами товщиною до 1,5 км. Структурний план *кіммерійського* комплексу – це плоскодонна депресія північно-західного простягання.

З пізньої крейди встановлюється режим платформи, яка зберігається до сьогодні, тому комплекс верхньокрейдово-антропогенних відкладів в межах прогину практично не відрізняється від синхронного комплексу СЄП. Склад формаційних комплексів і тектонічна позиція Переддобрузького прогину поміж околиці СЄП і форландом масиву Північного Добружжя вказує на його належність до типу крайового прогину.

### **8.1.2. Центральний (Крим-Азовський) сегмент Скіфської плити**

Фундамент *Кримсько-Азовського сегменту* складає варісько-кімерійський складчастий комплекс з фрагментами значно перероблених байкалід, перекритий крейдово-антропогеновим чохлам. Поверхня фундаменту залягає на глибинах від 0,5 до 10 км. У північно-західній частині сегмента розташований Каркініт-Північнокримський прогин, що простягається від оз. Сіваш на сході до меридіана м. Одеси на Заході. На південь від прогину, на території рівнинного Криму та акваторії Чорного моря розташована Центральнокримська зона підняття з відносно неглибоким заляганням фундаменту (-3 км).

У північно-східній частині сегмента розміщується Азовський вал, що простягається субширотно від Бейсугської затоки на сході до Арабаської Стрілки на заході. На півночі за Головним Азовським порушенням вал межує з Північно-Азовським прогином, а на південь за системою субширотних порушень переходить у Південно-Азовський уступ, що утворює північне крило Індоло-Кубанського прогину. Цей прогин - молода олігоцен-неогенова структура, сформована на південній околиці Скіфської плити.

Фундамент центрального сегмента Скіфської плити складений складчастими комплексами пізньобайкальської, варіської та кіммерійської епох тектогенезу. *Пізньобайкальський комплекс* складають метаморфізовані у фації зелених сланців глинисто-терригенні, рідше вулканогенні та карбонатні відклади (рифей-кембрій). Ці найдавніші утворення складають найбільші вишини рельєфу, які зазнали глибокої денудації. Продукти їх руйнування

мають вигляді різноманітних уламків (від валунів і гальок до гравійно-піщаних зерен у складі молодших порід) у Гірськогму і Рівнинному Криму. У межах центрального сегменту виділяються дві зони розвитку байкалід — Голіцинсько-Борисівська та Сімферопольсько-Нижньогірсько-Устьсалгірська. Перша з них розташована на південь від зони зчленування стародавньої і молодшої платформ у вигляді реліктових блоків на глибині близько 5 км, складених аплітовими (гранат-альбіт-мусковіт-кварцовими) гранітами. Ці породи дислоковані (кути падіння 50-80 °), тріщинуваті і катаклазовані. Пізньобайкальські комплекси розвинені також на Чорноморському шельфі, де їх джерелом є Каламітське підняття.

У межах Сімферопольсько-Нижньогірсько-Устьсалгірської зони на Сімферопольському піднятті байкальський комплекс залягає на глибинах до 400 м. Його складають хлорит-кварц-карбонатні, хлорит-епідот-карбонатними та тальк-кварц-хлоритові сланці, породи слабо дислоковані, кути падіння 5-15°. На схід від Сімферопольського підняття розташована смуга байкалід, що складається з двох субпаралельних гряд - Нижньогірсько-Устьсалгірської та Шубінсько-Південноазовської. Перша з них складена найдавнішими породами пізньобайкальського комплексу - основними вулканітами і глиністо-карбонатними відкладами, перетвореними внаслідок динамотермального метаморфізму в актиноліт-епідотові, альбіт-хлоритові, кварц-кальцитові та хлорит-серицитові сланці. Друга гряда передбачається за наявності позитивних лінійних гравітаційних аномалій та розвитку брил і гальок зелених сланців в районі с. Тополівка, Багате, Старий Крим.

*Варіський структурно-формаційний комплекс* (девон-перм) складає Новоселівське та Сімферопольське підняття, розвинений також на південному (південь Тарханкутського п-ова) і північному (Балашівський виступ) бортах Каркінітсько-Північнокримського прогину (рис. 5). У розрізі варіського комплексу виділяється кілька літологічних товщ. Найдавнішою є понад 1,2 км аспідна товща (силур-низи девону), складена кварц-слюдистими, вугіллясто-слюдистими, гідрослюдистими сланцями, рідше окварцьованими пісковиками. У нижній її частині залягають змінені до актиноліт-епідотових сланців зеленокам'яні породи по туфіахі туфо-пісковиках силли, штоки і дайки базальтового і андезито-базальтового складу. Аспідна сланцево-діабазова формація належить до ранніх варісцид, яким властиві прояви магматизму.

Вище залягає товща (середній девон-ранній карбон) тонкоритмічного перешарування вапняків і темних слюдисто-карбонатно-вуглистих сланців

товщиною 700—900 м, яка заміщається пачкою різноманітного литолого-фаціального складу (пісковики, вугілля, конгломератобрекчії). У формаційному відношенні нижня частина товщі є флішевою, а верхня-моласовою, які синхронні з формаціями *Karapelit* Північної Добруджі та *Кульм* Рено-Герцинської області Західної Європи. Розріз вариського комплексу завершується континентальними грубоуламковими теригенними та мілководно-морськими карбонатними товщами верхів карбону, пермі та нижнього тріасу, які складають верхню моласову формацію. Фрагменти цих товщ збереглися в грабенових прогинах СЕП - Генічеській депресії та Скадовському прогині. У верхньому палеозої *Крим-Аазовського сегменту* магматизм середнього та кислого складу проявлений як в інтрузивних, так і ефузивних фаціях. Це невеликі мезо-і гіпобісальні тіла габро-діоритів, кварцових габро, гранодіоритів, плагіо-гранітів, дайки граніт- і діорит-порфірів та діабазів, пластові інтрузії альбітизованих порфіритів, прошарки їх пірокластичних туфів. Ці утворення близькі до верхньопалеозойських магматичних комплексів Передкавказзя та Добруджі і належать до габро-діорит-гранодіоритової формації.

Палеозойський етап розвитку *Кримсько-Аазовського сегменту* відбувся у складі північної гілки Палеотетис. Вариський етап почався ордовик-силурійським рифтогенезом з накопиченням аспідної формації та вулканітів толеїтового ряду. Причому на сході, у межах Передового хребта Кавказу, процес викликав формування басейну з океанічною корою, натомість рифтогенез у межах сегменту був менш інтенсивним, тому сформувалися структури перехідного типу від внутрішньоконтинентальних до океанічних.

Процес стиснення і зм'яття корових структур відбувався протягом ряду фаз, починаючи з кінця силуру-початку девону, коли в Кавказькому сегменті сформувалася острівний комплекс, а на заході (Добруджа, Рівнинний Крим) відбувається бретонська складчастість і накопичення флішевих формацій середнього-верхнього девону. Вариський етап завершується на протязі від пізнього карбону до раннього тріасу (заальська-пфальська фази герцинського тектогенезу). Околицями складчастої області варісцид формується складчастий, вулканоплутонічний пояс вздовж субдукційної зони, нахиленої на північ, причому в її західній частині накопичується моласовий комплекс.

*Кіммерійський структурно-формаційний комплекс* центрального сегменту Скіфської плити ровинений у Рівнинному Криму і в прилеглих акваторіях Чорного та Азовського морів. Він складає дві зони поширення тріасових-середньоюрських відкладень. Перша з них розміщується у

південній частині Каркінітсько-Північнокримського прогину, друга охоплює Ново-Федоровський прогин, який на заході обмежується Іллічівським виступом в акваторії Чорного моря, а на сході простягається до оз. Сиваш. Прогини заповнені теригенними відкладами, подекуди розріз набуває флішоїдного типу, тоді у верхній частині залягають пачки грубоуламкових порід товщиною до 100 м (гравелітові пісковики, гравеліти, конгломерати, конгломерато-брекчії).

Основу магматичних комплексів складають спілоти, лави, туфолави андезитових порфіритів з натрієвою спеціалізацією, близькою до толеїтової диференціації, що зближує їх з синхронними тріасовими вулканітами та силово-дайковим комплексом Добруджі. Пізні кіммериди представлені широким спектром ефузивних, інтрузивних та дайкових комплексів – це дацит-андезитові порфірити, діабазити та габро-діабазити, гранодіорит- та граніт-порфіри. Вони є складовими габро-діорит-гранітної інтрузивної та андезитової ефузивної формацій вапняно-лужної серії магматичних порід і близькі до синхронних утворень західного Передкавказзя. петрологічних та петрохімічних особливостей зазначених різновікових порід.

У структурному відношенні кіммерійський структурно-формаційний комплекс заповнює вузькі (перші десятки км) і протяжні (сотні км) грабени, субширотного простягання. Їх закладення обумовлене регіональним розтягненням кори на етапі післякладчастого, епівариського рифтогенезу, що згодом змінився деформаціями ранньокіммерійської (салгірської) і пізньокіммерійської фаз складчастості.

Осадочний чохол Центрального сегмента Скіфської плити складений альпійським комплексом, що повсюдно перебиває структури ранішніх етапів формування. За формаційним складом виділяється чотири підкомплекси чохла: нижньокрейдовий, верхньокрейдово-еоценовий, олигоцен-нижньоміоценовий і середньоміоценово-антропогеновий.

Нижньокрейдовий підкомплекс залягає в підшві чохла, з кутвою і стратиграфічною незгодою перебиває давніші комплекси, від байкальських до кіммерійських. Складений теригенно-глинистою товщею (до 2500 м), що у Каркінітсько-Північнокримському прогині містить пачки вулканітів середнього складу. У його складі виділяють ряд формацій: базальну прибережно-континентальну, віком від готериву на півдні до апту на півночі плити; трансгресивно-теригенну (апт-альб) і синхронну їй андезитову, розвинену в Каркінітсько-Північнокримському прогині.

Відклади верхньої крейди-еоцену утворюють потужний (до 3-4,5 км) підкомплекс карбонатно-глинистих порід, що складає карбонатну платформну формацію. З незначною кутовою незгодою вона перекривається глинистими відкладами олігоцену-нижнього міоцену, на яких залягають породи середнього міоцену - антропогену.

У структурі платформного чохла Скіфської плити виділяється низка великих структур, сформованих в альпійській етап тектогенезу - Каркінітсько-Північнокримський прогин, Каламітсько-Центральнокримське та Азовське підняття, а також західна частина Індоло-Кубанського прогину (рис. 6). Формування та подальший розвиток останнього тісно пов'язаний зі складчастими системами Гірського Криму та Західного Кавказу.

*Каркінітсько-Північнокримський прогин* охоплює північну частину Рівнинного Криму та прилеглу до нього акваторію північно-західного шельфу Чорного моря, включаючи Каркінітську затоку. Його північний кордон проводиться умовно по ізогіпсі поверхні фундаменту -2500 м, з якою в плані збігається область скорочених товщин крейдово-палеогенових відкладів, а південною межею є схил Каламітсько-Центральнокримського підняття. Ця глибока депресія субширотного простягання заповнена товщею (до 11 км) нижньокрейдових теригенно-глинистих і вулканогенних, верхньокрейдово-еоценових глинисто-карбонатних, олігоцен-міоценових глинистих порід. Прогин займає тектонічну позицію у смузі зчленування стародавньої та молоді платформ, що визначило асиметрію будови його північної та південної частин. Північний борт прогину розташований на околиці СЄП і являє собою монокліналь полого падаючу на південь, ускладнену виступами, структурними носами, рідше складчастістю, зазвичай в нижніх горизонтах чохла. Центральна частина прогину та його південний борт, що залягають на молодому фундаменті, побудовані суттєво складніше. У відкладах апту - альба це грабен, обмежений з півдня та півночі системами крайових розривів з амплітудами зміщення за докрейдовими утвореннями 1,5—2 км (рис. 40). До цих систем порушень пов'язані тіла вулканітів центрального та тріщинного типів. Накопичення вулканогенних товщ відбувалося в морській обстановці, проте висота окремих апаратів досягала 1-1,4 км, що зумовило виливи лав у субаеральних умовах. Потужність вулканогенних утворень апта-альба в пірокластичних та ефузійних фаціях досягає 2 км і більше.

Позиція грабену успадковує таку ранішнього тріас-юрського прогину і відбивається у речовинному складі апт-альбських вулканітів, які утворюють безперервний ряд від базальтів до андезитів з максимумом в області



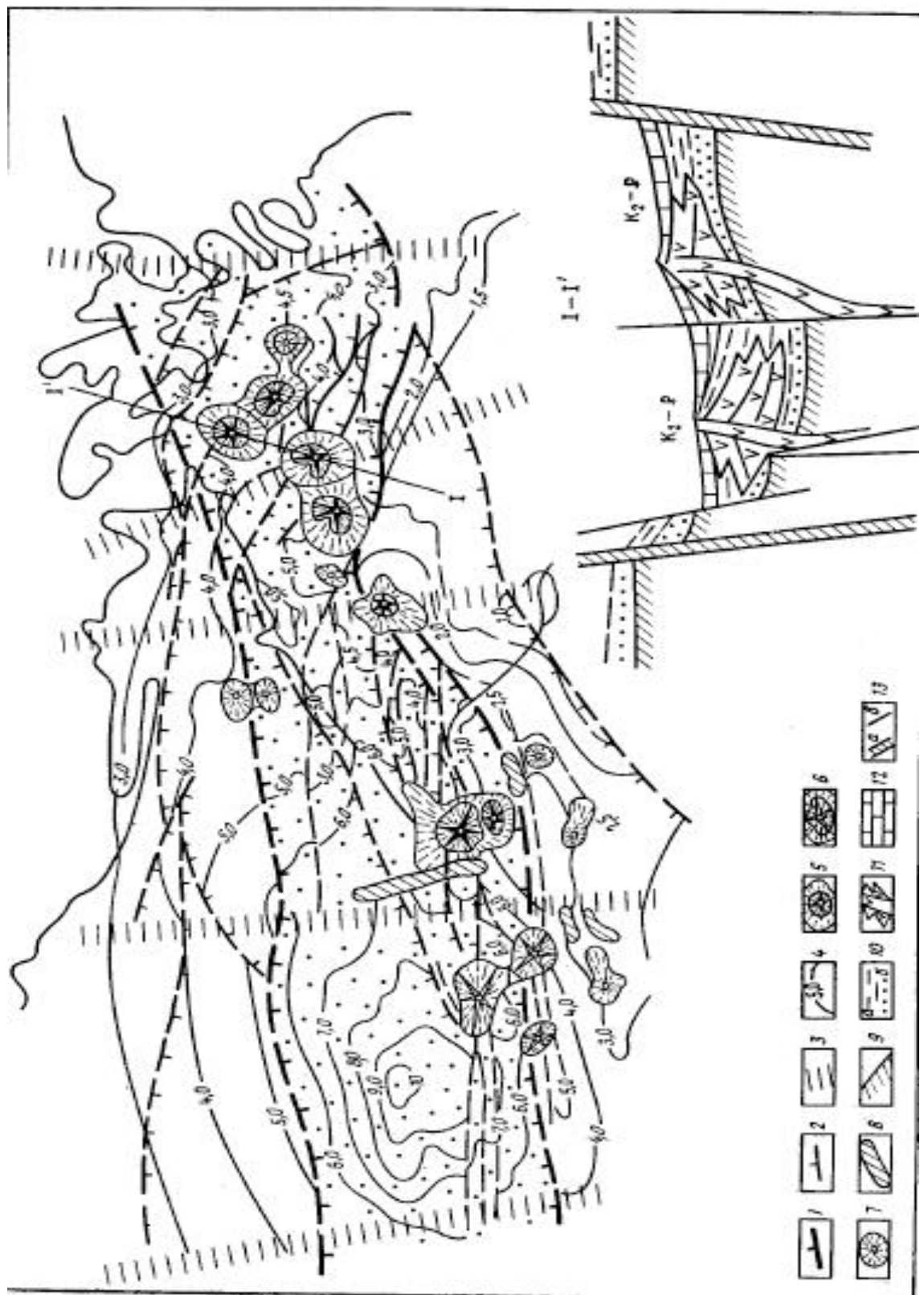
андезито-базальтів. За рівнем лужності серед них розвинені нормальні (30%) та суболужні, безпольовошпатоїдні (70%) породи, які містять натрій-калієві та калієві (шошоніт-латитові) серії диференціатів. У формаційному відношенні вони займають проміжне положення між андезитовою та трахіандезитовою формаціями і є завершальною складовою вапняно-лужної серії вулканітів, що формувалися з пізнього тріаса-середньої юри. При цьому магматична вапняно-лужна серія властива етапу кіммерійського гороутворення, натомість апт-альбські сублужні вулканіти етапу закладення посткіммерійського рифтогенного прогину.

У структурі верхньокрейдових-кайнозойських відкладів грабен перетворюється на внутрішньоплатформну западину, в якій сформувалася низка зон локальних піднятих (Бакальсько-Тетяновська, Голіцинсько-Міжводненська, Гамбурцевсько-Мілова) та депресій, що їх розділяють їх западинами. Формування складок-брахіантикліналей обумовлено рухами у зонах зсувних дислокацій, на що вказують кулісне розташування складок, системи поперечних і діагональних до їх простягання розривів, відмінності в ступені деформованого нижніх і верхніх горизонтів осадового чохла. Яскраво це проявляється в Гамбурцевсько-Крейдяній зоні, де в будові складок беруть участь крейдяні, палеогенові, неогенові та пліоценові відклади. Найбільш занурена частина Каркінітсько-Північнокримського прогину - Михайлівська депресія розташовується на захід від Тарханкутського півострова.

*Каламітсько-Центральнокримське підняття* охоплює центральну та південно-західну частини Рівнинного Криму та прилеглу до них акваторію Чорного моря, де оконтурюється ізогіпсою 3000 м по поверхні фундаменту. Центральну позицію в його структурі займає Новоселівське підняття, де під міоценовими залягають зазвичай маастрихтські або кампанські, а іноді альбські відклади.

*Каламітське підняття* розташовується на західному продовженні Новоселівського підняття, де розріз нарощується палеогеновими відкладами. Північним його обмеженням є флексурно-розривна зона, що розміщується на південь від Тарханкутського півострова, а південним - Альмінська депресія. У західному напрямку підняття простягається до меридіана м. Миколаєва, де кулісно з'єднується з Кілійсько-Зміїним підняттям.

*Сімферопольське підняття* відокремлюється від Новоселівсько-Каламітської зони Альмінської і Калинівської депресіями. Фундамент залягає тут на глибинах від -100 до -1000 м. Западини заповнені крейдовими, палеогеновими і неогеновими відкладами товщиною до 2 км.



**Рисунок 7.** Каркінітсько-Північнокримський нижньокрейдвий грабен.

1- крайові розломи; 2- скиди; 3 — поперечні дорифейські розломні зони; 4- ізогіпси докрейдової поверхні; 5 – поліфазні вулкани центрального типу, встановлені, 6 - те ж, за даними магнітометрії; 7 - монофазні вулкани - 8 – тріщинні виливи; 9-докрейдвий фундамент; 10- теригенні (а) і теригенно-глинисті породи (б) неокома-апта та альба; 11- вулкани; 12 - карбонатні породи сеномана; 13 - розломи (а - крайові, б - інші)

*Азовський вал* - велика структура, що простягається від Канівсько-Березанського валу на сході до Стрілкового підняття на заході. Нижньогірською сідловиною він відокремлюється від структур Каламітсько-Центральнокримського підняття. Південним його обмеженням є Південноазовський виступ молодшої платформи, якому в нижніх горизонтах чохла відповідає зона складчастих структур. На півночі вал за Головним Азовським розломом межує з Північноазовським крейдово-палеогеновим прогином. Глибина залягання поверхні фундаменту тут від 600 м до 2 км.

У південно-східній частині Скіфської плити розташовані *Білогірський* нижньокрейдвий та *Індоло-Кубанський* олігоцен-антропогеновий прогин, тісно пов'язані з кіммерійсько-альпійськими складчастими спорудами Гірського Криму та Північно-Західного Кавказу.

#### **КОНТРОЛЬНІ ПИТАННЯ:**

1. Яку тектонічну позицію займає і на які сегменти поділяється Скіфська плита?
2. Які регіональні геоструктури виділяються у фундаменті *Переддобрузького сегмента*?
3. Які за віком і складом породи утворюють кристалічний масив Добруджі?
4. Які за віком і складом відклади формують плитні комплекси Нижньопрутського виступа?
5. Яким формаційним комплексом складений кристалічний фундамент *Переддобрузького прогину*?
6. Які за віком і складом відклади заповнюють Переддобрузький прогин?
7. Якими є етапи геологічної еволюції *Переддобрузького прогину*?
8. Які регіональні геоструктури виділяються у фундаменті *Кримсько-Азовського сегмента*?
9. Які формаційні комплекси складають кристалічний фундамент *Кримсько-Азовського сегмента*?
10. Які за віком і складом формаційні комплекси складають плитний чохол *Кримсько-Азовського сегмента*?
11. Які регіональні структурні елементи виділяються у складі платформного чохла Скіфської плити?

## **ТЕМА 8. СТРУКТУРНІ ЕЛЕМЕНТИ ЗЕМНОЇ КОРИ**

Головними критеріями систематизації головних тектонічних структур земної кори є тектонічна позиція, розміри, морфологія та генезис. Структурами першого порядку є материки, океани і перехідні зони між ними.

### **8.1. Геотруктурні елементи материків**

Найбільшими геоструктурами материків є платформи та складчасті споруди. Складчасті споруди молодші за вік складчастості фундаменту сусідньої платформи зазвичай відокремлені від неї крайовим швом, що складається з системи глибинних коро-мантійних розломів. При цьому рухи геомасивів зазвичай відбуваються від них у бік платформи, скорочуючи її розміри на сучасному ерозійному зрізі. Складчасті споруди більш давні, ніж складчастий фундамент сусідньої платформи входять до складу її фундаменту і перекриваються платформним чохлам.

Відмінністю структур платформ від складчастих споруд є те, що структури всередині платформ формуються за змінної переваги або вертикальних або горизонтальних рухів, є конседиментаційними і мають ізометричну форму. Структури складчастих споруд формуються здебільше внаслідок розвантаження тангенціальних (горизонтальних) напружень і мають переважно лінійно витягнуту форму.

#### **8.1.1. Геоструктури платформ**

Платформи є тектонічно стабільними частинами континентів, яким притаманні здебільшого повільні коливальні вертикальні рухи. Вони мають зазвичай двоповерхову будову: нижній – це складчастий кристалічний фундамент складений різного ступеня дислокованими та метаморфізованими гірськими породами, сформованими в умовах геосинклінального та орогенного режимів. Верхній поверх – це платформний чохлам складний вулканогенно-осадовими, слабо-дислокованими та метаморфізованими породами. Між ними іноді утворюється проміжний поверх, сформований в умовах тафrogenного режиму. Морфологія платформ зазвичай полігональна, близька до ізометричної. Складчасті споруди, молодші за складчастий фундамент платформи зазвичай насунуті на платформи, а давніші перекриті платформним чохлам. Платформи поділяються за віком завершення формування консолідованого фундаменту. Фундамент стародавніх платформ (кратонів) сформувався наприкінці палеопротерозою у карельську епоху складчастості, тобто епікарельський, фундамент молодших платформ є епібайкальським, епіпалеозойським, епігерцинським, епікімерийським.

Фундамент древніх платформ складений кристалічними глибокометаморфізованими та магматичними породами архейського та ранньопротерозойського віку. Між фундаментом та чохлам спостерігається різка стратиграфічна та кутова неузгодженість, через тривалі (сотні млн років) епохи тафrogenного режиму. Тому в слабо інверсованих внутрішньо плитних геоструктурах може бути відсутнім зв'язок між структурою фундаменту та платформного чохла. На стародавніх платформах утворюються крупні та амплітудні підняття фундаменту не перекриті платформним чохлам - кристалічні щити або антеклізи під тонким чохлам.

Частини стародавніх платформ, вкриті чохлам, називаються *плитами*. Сучасний рельєф більш розчленований у стародавніх платформах. Молоді платформи вкриті чохлам майже повністю, тому їх іноді теж називають *плитами*. Фундамент молодих платформ складений відкладами, як раннього докембрію, так і пізньопротерозойського і фанерозойського еону. Вони метаморфізовані зазвичай до зеленосланцевої фації. Тривалість тафrogenного режиму складає десятки млн. років, тому на відміну від стародавніх, на молодих платформах іноді спостерігається успадкованість структурного плану чохла від рельєфу фундаменту.

На платформах виділяються структури першого порядку: щити, синеклізи, антеклізи, авлакогени, перикратонні та крайові прогини.

*Щити* притаманні давнім платформам і складені кристалічними архейськими породами та карельської епохи. Вони являють собою великі стабільні вишини фундаменту, що зазнали тривале підняття і були областями денудації. Епізодично на них накопичувалися осади. У крайових частинах платформ структури щитів занурюються під плитний чохлам.

*Синеклізи* – це негативні структури (западини) плитних частин платформ, сформовані у режимі повільного тривалого занурення протягом одного або декількох седиментаційних циклів Вони мають ізометричну в форму та розміри у сотні кілометрів у поперечнику. Синеклізи ускладнені западинами, розділеними сідловинами, а западини – улоговинами, розділеними валами. Чохол у межах синекліз найбільш повний, складний осадовими відкладами, іноді з вулканітами товщиною зазвичай до 3-5 км. Від центральних частин синекліз до периферії вік порід збільшується. Протягом формування синекліз центральні частини осадових басейнів були найбільш занурені і віддалені від області зносу, тому заповнювалися здебільше лагунними теригенно-глинисто-доломітовими, вугленосними або хемогенними, або мілководними глинисто-карбонатними відкладами.

Теригенні континентальні відклади накопичувалися по їх периферії. У межах синекліз породи мають центриклінальне падіння з кутами в перші градуси, причому кут падіння закономірно зростає вниз по розрізу та від центру до периферії басейну.

*Антекліза* - це позитивна геоструктура першого порядку плитного комплексу платформ. Антеклізи можуть утворитися двома способами: або через повільний підйом внутрішньої ділянки платформи, або внаслідок відставання в зануренні прилеглих синекліз. Як самостійні геоструктури можуть існувати на протязі одного або кількох седиментаційних циклів. Розмір антекліз досягає багатьох сотень кілометрів у поперечнику, форма у плані ізометрична чи витягнута. У центральних частинах антекліз виходять більш давні породи, ніж на периферії. Антеклізи ускладнені окремими підняттями, а ті, своєю чергою – структурними валами. Потужність чохла зростає від центру до периферії, тому у центрі часто спостерігаються перерви в осадонакопиченні, окремі частини розрізу чохла відсутні, іноді чохол цілком еродований і на поверхню виходять кристалічні породи складчастого фундаменту. У будові розрізу антекліз переважають континентальні відклади, представлені корою вивітрювання та продуктами її перевідкладення (піщано-глинисті породи), рідше лагунні, прибрежні або мілководні. Падіння шаруватості полого, перші градуси, кути падіння зростають від молодших відкладів до давніх, тобто від периферії до центру.

*Авлакоген* – рифтогенна, грабеноподібна, лінійна структура платформ, що відрізняється підвищеною тектонічною рухомістю і контролюється корово-мантійними розломами. Довжина авлакогенів досягає багатьох сотень, ширина – до перших сотень км. Формування часто пов'язане з тектонічними рухами в прилеглий геосинкліналі, тому вони зазвичай розташовуються ортогонально до кордонів платформ. Басейни авлакогенів заповнені континентальними та лагунними, мілководно-морськими відкладами, часто прорваними вулканітами основного, рідше кислого складу, зазвичай підвищеної лужності. Товщини рифтового і платформного комплексу порід досягають багатьох тисяч м. Структура авлакогенів розломно-блокова на інверсійному етапі перетворюється на складчасто-дислоковану, які властиві лінійні, брахіформні складки, покрити насунання.

*Перикратонний прогин* – це геоструктура першого порядку, яка утворюється внаслідок тривалого опускання крайової частини платформи на кордоні з геосинклінальною областю, що активно розвивалася протягом кількох тектоно-магматичних циклів. Притаманно заповнення ритмічними



теригенно-глинисто-карбонатними товщами, які накопичилися переважно у мілководних умовах за відсутності магматизму.

*Крайовий (передовий) прогин* – це лінійна структура першого порядку, яка утворюється на кордоні платформи з областю орогенного режиму, у підніжжі гірської системи, що здіймається. Він існує відносно короткий час, протягом існування прилеглої гірської системи. Фундамент частини прогину, прилеглий до гірсько-складчастої області, складний геосинклінальними формаціями, а на кордоні з платформою - здебільше платформними. Крайові прогини простягаються на понад 1 тис. км, при ширині до перших сотень км. Передові прогини мають асиметричний поперечний профіль: крутіший борт прилягає до гірської споруди, пологіший – до платформи. Гірські споруди згодом насуваються на крайові прогини, тоді вони, у свою чергу, накочуються (зміщуються) на платформу. Уздовж крутого борту крайових прогинів накопичуються континентальна грубоуламкова моласова формація товщиною у перші км, яка у бік центральної частини зменшується. Зазвичай спостерігається чергування континентальних, лагунних та мілководних умов осадонакопичення, тому у басені переважають піщано-глинисто-мергелісті відклади, часто в асоціації з солями або вугіллям. У приплатформній частині товщини осадів невеликі – лише перші сотні метрів, представлені мілководними або лагунними глинисто-мергелістими відкладами.

### **8.1.2. Структури складчастих споруд.**

Структури складчастих споруд за масштабом розподіляються на: складчасті пояси, складчасті області, складчасті системи, складчасті зони, мегантиклінорії та мегасинклінорії, антиклінорії та синклінорії, локальні антикліналі та синкліналі різної морфології. У межах складчастих областей розташовуються також серединні масиви.

*Складчастий пояс* є найбільшою за розмірами структурою складчастих споруд. Вони можуть розділяти платформи всередині материка або розташовуватися на межі материка та океану. Це складні мегазони тектонічної активності, пов'язані з зонами глибинних коро-мантійних розломів. Вони формуються на протязі кількох тектоно-магматичних циклів. Протяжність поясів складає тисячі кілометрів за ширини у сотні кілометрів. Складчасті пояси складаються з різновікових складчастих областей, у т.ч. складчасті споруди молодих платформ, перекриті чохлам. У складчастій області об'єднуються складчасті споруди, які підрозділяються за віком завершення геосинклінального розвитку, а також геосинкліналі, які знаходяться на різних стадіях цього розвитку. Окремі частини складчастої

області можуть завершувати геосинклінальний розвиток у різні епохи складчастості, але вони об'єднуються за спільним структурним планом. Вони займають великі ділянки земної кори між платформами або між материком та океаном. Після завершення геосинклінального та орогенного етапів, складчасті області зазнають платформного режиму і являють собою гірські споруди.

*Складчаста система* – це складова частина складчастої області, що володіє власними тектонічними стадіями, що відрізняються від інших.

*Складчаста зона* – це складова частина складчастої системи, яка виділяється за віком прояву складчастості, що перетворила геосинкліналь у складчасту споруду. Складчасті зони охоплюють системи антиклінорії та синклінорії.

*Антиклінорій* – це велика лінійна позитивна структура складчастих споруд, що об'єднує сукупну систему антиклінальних та синклінальних складок. Головною ознакою антиклінорії є те, що в їх центральній частині виходять на поверхню найдавніші породи, які внаслідок складчастості до периферії хвилеподібно змінюються молодшими утвореннями. Прилеглі антиклінорії можуть об'єднуватися в мегантиклінорії за спільної морфології складчастості.

*Синклінорій* – це лінійна негативна структура складчастої споруди, що охоплює систему синклінальних та антиклінальних складок. Головною її ознакою є те, що в центральній частині виходять наймолодші породи, які до периферії змінюються давнішими утвореннями, причому вік їх змінюється внаслідок складчастості хвилеподібно. Синклінорії можуть об'єднуватися в мегасинклінорії, яким властива спільна морфологія складчастості.

*Серединний масив* – це ділянка земної кори, яка реліктово структуру фундаменту, на якому закладався геосинклінальний прогин. Масиви розташовуються всередині геосинкліналі, мають зазвичай полігональну морфологію, контрольовану глибинними розломами. Навколишні складчасті споруди оточують серединні масиви, пристосовуючись до його контурів. У періоди закладання геосинклінального прогину серединний масив також зазнає занурення меншої амплітуди, що зростає до країв масиву. Синхронно на масивах формується суцільний або уривчастий чохол, одновіковий до осадів басейну навколишньої геосинкліналі. Накопичуються зазвичай мілководно-морські відклади субплатформного типу. В епоху складчастості серединні масиви зазнають глибових вертикальних рухів, внаслідок чого закладаються грабеноподібні западини, у межах яких згодом формуються

вулканоплутонічні пояси. Серед магматичних утворень переважають кислі різновиди підвищеної лужності.

## **8.2. Структури океанів**

Океан є негативною структурою літосфери першого порядку, що характеризується відсутністю гранітного шару, тонким базальтовим шаром та підвищеним заляганням поверхні Мохо. У межах океанів виділяються серединно-океанічні хребти та океанічні платформи (таласократони).

### ***8.2.1. Серединно-океанічні хребти***

Серединно-океанічні хребти утворюють глобальну гірську підводну систему, що перетинає усі океани планети, шириною 200-4000 км та висотою над дном океанів 1-3 км. Продовженнями їх на континенті є рифтогенні палеопрогини (авлакогени). На окремих ділянках уздовж осі цих хребтів спостерігаються трогові долини глибиною 1-2 км. Центральні частини хребтів завширшки в перші сотні метрів мають розчленований рельєф через дрібно-блокову тектоніку. Асейсмічні хребти, які від них відходять, плавно знижуються у бік абісальних платформних рівнин. У центральних зонах серединно-океанічних хребтів літосфера найтонша на Землі, її товщина становить 30-35 км, а кора – близько 5 км. Їм властиві відсутність осадів, висока сейсмічність, вулканічна та гідротермальна активність. У літосфері під океанами встановлені толейтові магматичні осередки на глибинах всього 2-3 км. Згідно концепції плейт-тектоніки в центральних частинах серединно-океанічних хребтів розташовуються зони спредингу, де завдяки надходженню магми на поверхню формується нова океанічна кора і плити розходяться на дивергентному кордоні. Серединно-океанічні хребти субвертикальними горизонтальними зсувами-трансформами розчленовані на геодинамічно самостійні сегменти, переміщені відносно один одного від декілька тисяч км. До них приурочені тектонічні щаблі з вузькими глибокими улоговинами, іноді з проявами вулканізму. Поза межами серединно-океанічних хребтів трансформні розломи згасають.

### ***8.2.2. Океанічні платформи***

Океанічні платформи (таласократони) займають більшу частину дна океанів, простягаючись від серединно-океанічних хребтів до континентальних схилів або глибоководних жолобів. Вони мають кору океанічного типу, товщина якої зростає з наближенням до континенту. У цьому ж напрямку зростають товщини осадів та їх вік, причому найдавніші відклади мають юрський або крейдяний вік. Ці відклади мілководно-

морських або континентальних фацій недислоковані. Океанічні платформи розділені великими підводними вишинами та острівними хребтами на окремі котловини овальної форми розміром понад 1 тис. км по довгій осі. Вишини океанічних платформ підіймаються над днищами улоговин на перші кілометри. Деінде їхні вершини виступають на поверхні океанів як системи островів. Схили вишин ускладнені розломами та вулканічними спорудами, які частково виступають на поверхню океанів або вкриті кораловими спорудами. Більшість внутрішньо-плитних підняття мають вулканічний генезис. Вони характеризуються потовщеною корою океанічного типу, що сягає 30 км. Окремі підняття мають кору континентального типу (мікроконтиненти) із стоншеним гранітним шаром. Їм притаманний слабо розчленований рельєф і глибина від поверхні 2-3 км, окремі ділянки виступають на поверхні у вигляді мілководних банок або островів, іноді вулканічного походження. Ці ділянки вважаються реліктами стародавніх континентів, що збереглися після утворення океанів.

### **8.3. Структури перехідних зон від континентів до океанів**

Перехідні зони між континентами та океанами поділяються на активні та пасивні.

#### **8.3.1. Активні зони зчленування континентів та океанів**

Активні зони зчленування континентів і океанів розділяють на приконтинентальні та островодужні. Островодужні зони характеризуються послідовною зміною структур у напрямку від океанічних платформ до континентів: океанічні крайові вали, глибоководні жолоби, вулканічні острівні дуги, задугові басейни. Наближеним до континентів зонам притаманне розташування вулканічної дуги на краю континента, тому задугові басейни відсутні.

*Океанічні крайові вали* це пологі прикордонні підняття наокеанічній корі між глибоководним жолобом та абісальною рівниною, витягнуті паралельно жолобу. Висота підняття над абісальною рівниною становить перші сотні метрів, ширина - 300-500 км. Поперечний профіль крайових валів асиметричний з більш крутим схилом до жолобу, нерідко ускладненим скидами та насувами з падінням у бік океану. Деінде під валами встановлені пологі порушення з падінням у бік океану.

*Глибоководні жолоби* пов'язані з вулканічними дугами, тому мають дугоподібну форму. Протяжність їх складає понад 1000 км, ширина – 100 км. Глибина ложа досягає максимально 11 км. Поперечний переріз

глибоководних жолобів асиметричний: борт, що пролягає до вулканічної дуги, крутіший і ускладнений скидовими уступами і грабенами, борт, прилеглий до крайового валу, пологий та плавний. Поперечними розломами грабени розділені на сегменти різної глибини. В осьовій частині жолобів виходять сейсмофокальні зони Заврицького-Беньофа-Ванадаті. Заповнюються вони уламками, що зносяться з вулканічних дуг, яким властиві олістостроми, поширені структури підводного зсуву. У підвалині залягають недислоковані осади. Загальна товщина осадів сягає сотні метрів.

*Вулканічні дуги* простягаються паралельно глибоководним жолобам на відстані 200–300 км від їхньої осі. Вони можуть розташовуватись як на краю континенту (андійський тип активної околиці), так і можуть бути відокремлені від материка окраїнними морями та задуговими басейнами (курильський тип активної окраїни). Ширина вулканічних дуг складає десятки кілометрів. Вони можуть бути одинарними чи подвійними. Вулканічні дуги мають кору континентального типу (енсіалічні дуги), або потовщену кору океанічного типу (енсиматичні дуги). В енсиматичних дугах переважають вулканіти основного складу, в енсиалічних - середнього. У підвалинах дуг часто залягають масиви гранітоїдів. Серед вулканітів поширені експлозивні фації в асоціації з теригенними відкладами – продуктами руйнування вулканічних споруд. На початкових стадіях формування вулканічних дуг виверження відбуваються в субаквальних умовах, які в часі змінюються наземними.

*Задугові басейни* є частиною окраїнних морів, прилеглою до вулканічних острівних дуг і мають кору океанічного типу. Днище басейнів розбито на сегменти з глибинами часто понад 4 км. Вони заповнюються теригенно-глинистими відкладами і пірокластиком, що зносяться з острівних споруд. У підвалинах розрізу іноді залягають базальтоїди. На відстані від острівних дуг переважають глини. Загальна товщина відкладів сягає багатьох кілометрів.

### **8.3.2. Пасивні зони зчленування континентів і океанів**

У межах пасивних околиць континентів виділяються три структурні елементи: континентальне підніжжя, континентальний схил та шельф.

*Континентальне підніжжя* – це слабо нахилена у бік абісальної рівнини, слабо розчленована підводна ривнина шириною від сотень до тисяч кілометрів. Вкривається товщею осадів багато кілометрів. На континентальних схилах часто утворюються конуси виносу, що зливаються у потужний спільний шлейф. Кора в межах континентального підніжжя близька до океанічного типу.

*Континентальний схил* - це відносно вузька смуга океанічного дна шириною до 200 км між шельфом і континентальним підніжжям. Кордонами з ними, особливо з шельфом, властиві градієнтні перегини дна. Круті кути нахилу дна на континентальному схилі досягають десятків градусів. Від верхнього перегину континентального схилу донизу глибина зростає від 100-200 м, до 1500-3500 м. Схил часто ускладнюють скидові уступи-щаблі і каньйони, виорані зсувними мутними потоками. Осадовий чохол на схилах тонкий або відсутній. У межах континентального схилу у корі з'являється тонкий гранітний шар, товщина якого у бік континенту поступово зростає.

*Шельф* є підводним продовженням прибережної рівнини материка. Він має пологий нахил у бік океану. Ширина його дуже мінлива через варіації рівня світового океану і може досягати багатьох сотень км. Максимальні глибини на шельфі становлять перші сотні м. На шельфі розміщуються острівні вишини на кшталт антекліз платформ, які розділяються синеклізами. У них накопичуються потужні теригенні товщі піщано-глинистих відкладів.

#### **8.4. Розломи**

Розломи – це лінеаментні структури, що порушують суцільність гірських порід, обумовлюючи подільність земної кори на тектонічні плити, терейни, блоки та ін. Вони контролюють структурні прояви магматизму, метаморфізму, метасоматозу, гідротермальну діяльність, заруднення, відокремлюють території з різним характером осадонакопичення. Розломи розрізняються за протяжністю, нахилом площини скидача, азимутальною орієнтацією, амплітудами зміщення, кінематикою та напрямками рухів крил. За генетичним типом і кінематикою розломи поділяються на скиди, підкиди, насуви, зсуви і розсуви. Найчастіше у природі проявлена комбінація рухів крил розломів по вертикалі з горизонтальним зсуванням та компонентою обертання у горизонтальній площині. По глибині проникнення розриву розломи поділяються на корові та мантийно-корові (глибинні). Корові розломи перетинають лише земну кору, глибинні корінням досягають мантиї.

*Глибинні розломи* є розривними структурами, що перетинають усю літосферу, проникаючи у мантию. Тому вони спроможні контролювати як прояви мантийного магматизму (основний, ультраосновний та лужний) так і коровий магматизм (переважно гранітоїди) та пов'язане з ним різноманітне заруднення. Глибина проникнення розломів чітко корелюється з їх протяжністю та шириною зони динамічного впливу. Протяжність становить тисячі кілометрів, а тих, що входять до складу регматичної сітки – десятки

тисяч кілометрів. Зона динамічного впливу глибинних розломів, де розвинені тектонічно деформовані та катаклазовані породи з підвищеним ступенем динамометаморфізму складає десятки кілометрів. Такі зони супроводжуються зазвичай розломами оперення, що перетинають розріз наскрізь весь осадовий басейн і мають значні амплітуди горизонтальних зміщень, які за насувами досягають сотень кілометрів, а за розсувами навіть десятки тисяч кілометрів. Передбачається, що у підвалинах літосфери, на кордоні з астеносферою утворюються горизонтальні зриви, по яких великі блоки зазнають горизонтальні переміщення, часто з компонентою обертання. Глибинні розломи мають тривалі геологічний розвиток через неодноразову ре-активізацію протягом численних епох тектоно-магматичних циклів. Зазвичай глибинні розломи розподіляють області та зони з різною історією геотектонічного розвитку: платформи та рухомі області, серединні масиви, на платформах інверсовані області і райони, структурно-фаціальні зони у басейнах седиментації.

### **8.5. Кільцеві структури**

Кільцеві структури менше ніж лінеаменти (розломи) поширені у земної корі. Вони можуть утворювати позитивні і негативні структури у рельєфі, які зазвичай вони мають телескоповану будову: великі кільцеві структури охоплюють кільця, півкільця, овали менших розмірів. Генезис їх дуже різноманітний. Виділяють кільцеві структури магматогенні (вулканічні центри, вулкано-тектонічні структури, магматичні тіла і магматогенні підняття ізометричної форми. Метаморфогенні кільцеві структури представлені граніто-гнейсовими куполами. Кільцеві структури можуть бути пов'язаними з сольовим, глиняним, гідротермальним діапїризмом, експлозивними апаратами вибухового генезису, ударами метеоритів та астероїдів. Великі кільцеві структури часто являють собою купольні підняття, пов'язані з ділянками геоїду з порушенням рівноваги. Походження багатьох великих та гігантських кільцевих структур, які не мають структурного виразу у рельєфі мають здебільше глибинне походження і пов'язані з впливом плюмів, якщо над ними в денній поверхні утворилися «гарячі точки». Вважається, що через вплив мас величезних метеоритів, що проникли при зіткненні із Землею в її глибини, утворилися найбільші кільцеві структурою Землі, наприклад глибока ізометрична котловина Тихого океану.

### **8.6 Контрольні питання**

1. Які є основні структурні елементи платформ?
2. Які є основні структурні елементи складчастих областей?



3. Які є основні структурні елементи океанів?
4. Якими є головні структурні елементи перехідної зони від континента до океану?
5. Що таке глибинні розломи, які геологічні структури вони контролюють?
6. Що таке кільцеві структури, яке їх походження?

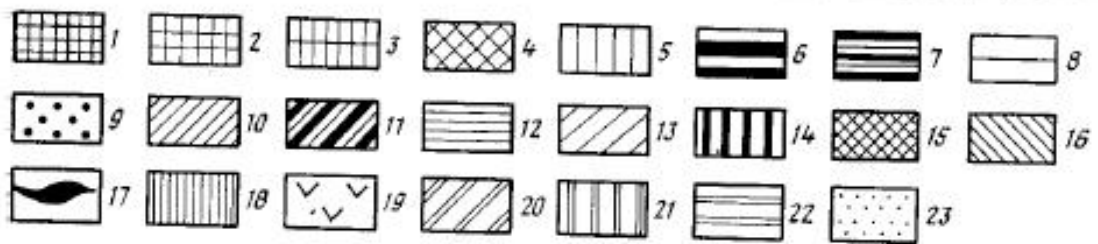
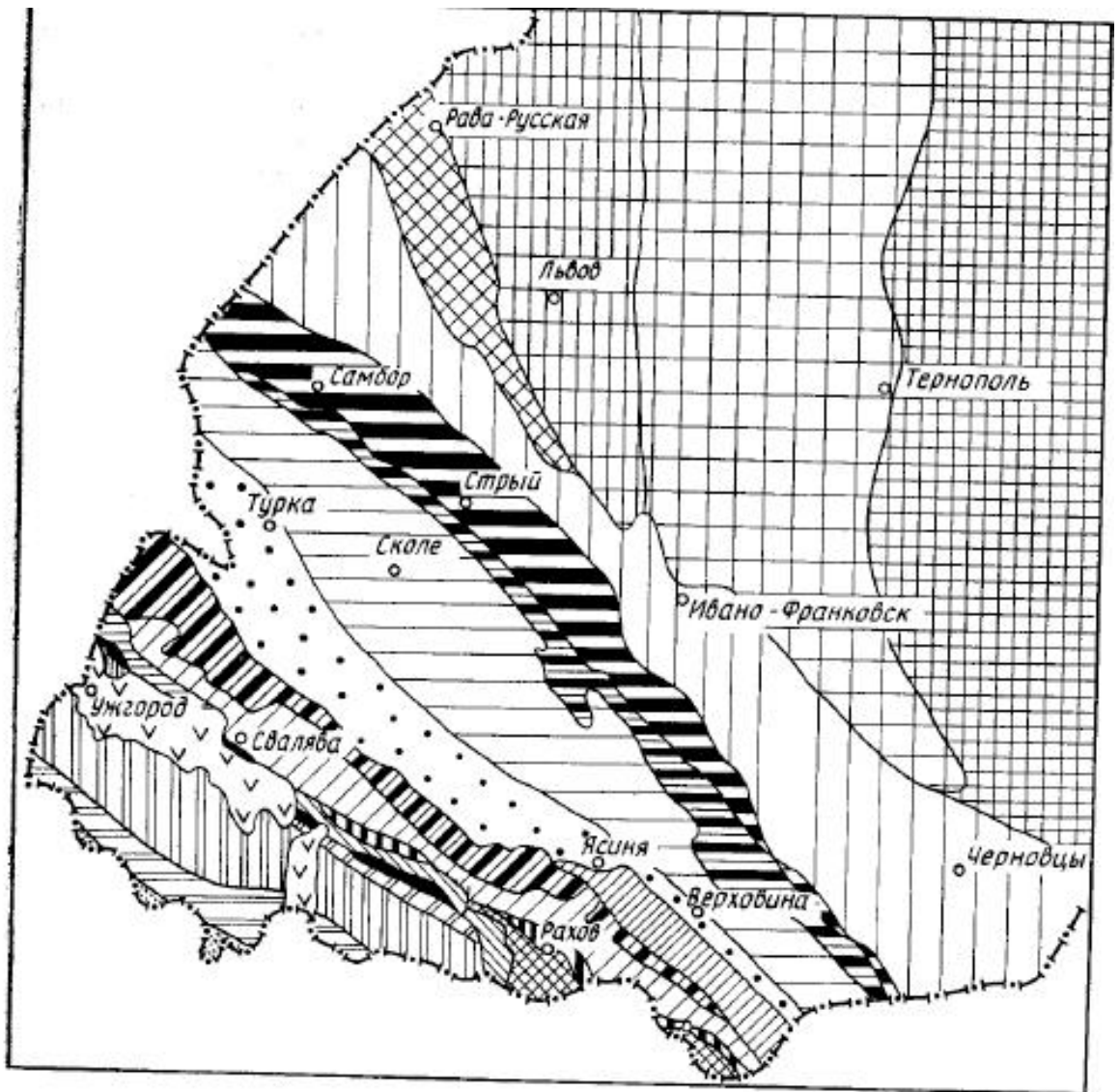
## КАРПАТИ

Українські Карпати є покривно-складчастою гірською спорудою, оточеною прогинами і розділеною у внутрішній частині глибинним швом уздовж кряжевих споруд Закарпаття та Мармарошу. За історією розвитку, формаційним складом, морфологією складчастих і розривних дислокацій виділяють тектонічні області: передовий і внутрішній прогини та гірсько-складчасті Карпати, які складаються з Мармарошського кристалічного масива, Мармарошського і Пенінського кряжів та флішевих Карпат (рис. 1). Ці складові тектонічні елементи відрізняються за віком початку тектонічної інверсії, проте загальною завершальною фазою є пізньокімерійсько-ранньоальпійська Ларамійська.

### *Мармарошський кряжовий пояс*

На території України розташована північно-західна околиця Мармарошського кристалічного масиву у складі Чивчинського та Діловецького сегментів. Мармарошський масив з прилеглими областями розвитку флішу має тектонічні кордони. Флішові товщі крейди і палеогену, що знаходяться в тильній частині масиву, утворюють аллохтонні пластини, полого насунуті на кілька кілометрів на флішові Карпати. Крейдово-палеогенові товщі Мармарошу та Флішевих Карпат відрізняються за товщиною, повнотою розрізу, літолого-формаційним складом, типом складчастості і структурною еволюцією (рис. 2, 3). Флішеві Карпати від Мармарошу до кінця олігоцену (савська фаза) відділялися шовною зоною, яка відіграла роль під- та надводної Кордильєри, постачаючи уламковий матеріал (мезозойські граніти, фельзити, ліпарити). Режимом седиментації у цих роз'єднаних басейнах були різними: у зовнішньому накопичувався фліш, а у внутрішньому, у епіконтинентальному - моласоїдні (фангломератові) товщі з олістостромами. Шовна зона послаблювала тектонічні рухи з боку рухливого протягом альпійського тектогенезу Мармароша, тому рухи перед аптомальбом, які зумовили складчастість Мармарошського масиву не викликали перебудови структурного плану у Флішевих Карпатах, не перервали флішевої седиментації і не відбилися на літологічному вигляді осадових товщ.

На відміну від інших тектонічних покривів Українських Карпат Мармарошський кристалічний масив сформувався із складчастих покривів, складених як з осадових порід чохла, так і кристалічних порід доверхнепалеозойського метаморфізованого фундаменту, які оголюються на денній поверхні.



**Рисунок 1. Схема тектонічного районування Українських Карпат.**

1-2- Східноєвропейська платформа: 1- Волино-Подільська монокліналь, 2 - східна частина Львівського палеопрогину (на дорифейському цоколі); 3-4 - Західноєвропейська платформа: 3- західна частина Львівського палеопрогину (на байкальському цоколі Ростоцької зони), 4 - Рава-Руська складчаста зона; 5-23 – Карпати: 7- Передкарпатський передовий прогин (5 — Більче-Волицька зона, 6 — Самбірський покрив, 7- Бориславсько-Покутський покрив), 8—17 — покривно-складчаста область Карпат: 8- Скибова зона, 9- Кросненська зона, 10-14- Покриви: 10- Черногорський, 11 - Дуклянський, 12- Магурський, 13- Поркулейський, 14- Рахівський, 15 — Мармарошський кристалічний масив, 16 — Мармарошський кряж, 17 — Пенінський кряж, 18- 23- Закарпатський внутрішній прогин (18- зона Подгаля, 19 — Вігорлат-Гутинський вулканічний комплекс, 20- Крайова зона, 21 — Центральна зона, 22 - Передпаннонська міжгірська западина

Доверхнепалеозойський метаморфічний комплекс Мармароша складений двома серіями: гнейсово-сланцевою Білопотокської світи та сланцевими Ділової, Берлебаської та Мегурської світ. Верхньопалеозойський (середній карбон-перм) і нижньомезозойський (нижній тріас) комплекси складені моласовою товщею, не порушеною метаморфізмом, невеликої товщини, з чисельними перервами і незгодами та обмеженого поширення.

У Мармароші виділяються два тектонічних покриви - Білопотоцький та Діловецький (рис. 2). Перший утворений з рифейського комплексу порід епідот-амфіболітової фації, товщиною до 1500 м та верхньокам'яновугільно-нижньотріасового моласового чохла, перекритого триасово-юрськими відкладами. Цей покрив залягає в підваляні масиву та насувається з південного заходу на Флішеві Карпати. На цьому неавтохтоні залягає верхній, Діловецький покрив (близько 2500 м), складений зеленосланцевим комплексом рифею-нижнього палеозою, верхньопалеозойською товщею кварцитів і вапняків (кузинська світа) і тріас-юрськими доломітами. На покриві з розмивом залягають середньокрейдова післяпокривна Соймульська світа і палеогенові Великобанська і Лужська світи.

Білопотоцький покрив має глибоке коріння, прямолінійний фронт, амплітуди у перші км. Діловецький покрив насунутий по дуже пологій поверхні і має мінімальну амплітуду 14 км. Поміж покривів утворилися луски та пластини верхньопалеозойсько-тріасових метаморфічних порід, зірваних з тіла Білопотокського покриву при насуванні на нього Діловецького покриву. По периферії Діловецького покриву і менше в Чивчинських горах розвинені теригенно-карбонатні товщі титону—беріаса, залягаючи на потужній (понад 1000 м) товщі основних вулканітів. Вони складають систему пластин і лусок, затиснуту між тріас-верхньопалеозойським чохлам Білопотоцького покриву з внутрішнього боку та флішевими товщами Рахівського покриву із зовнішньої.

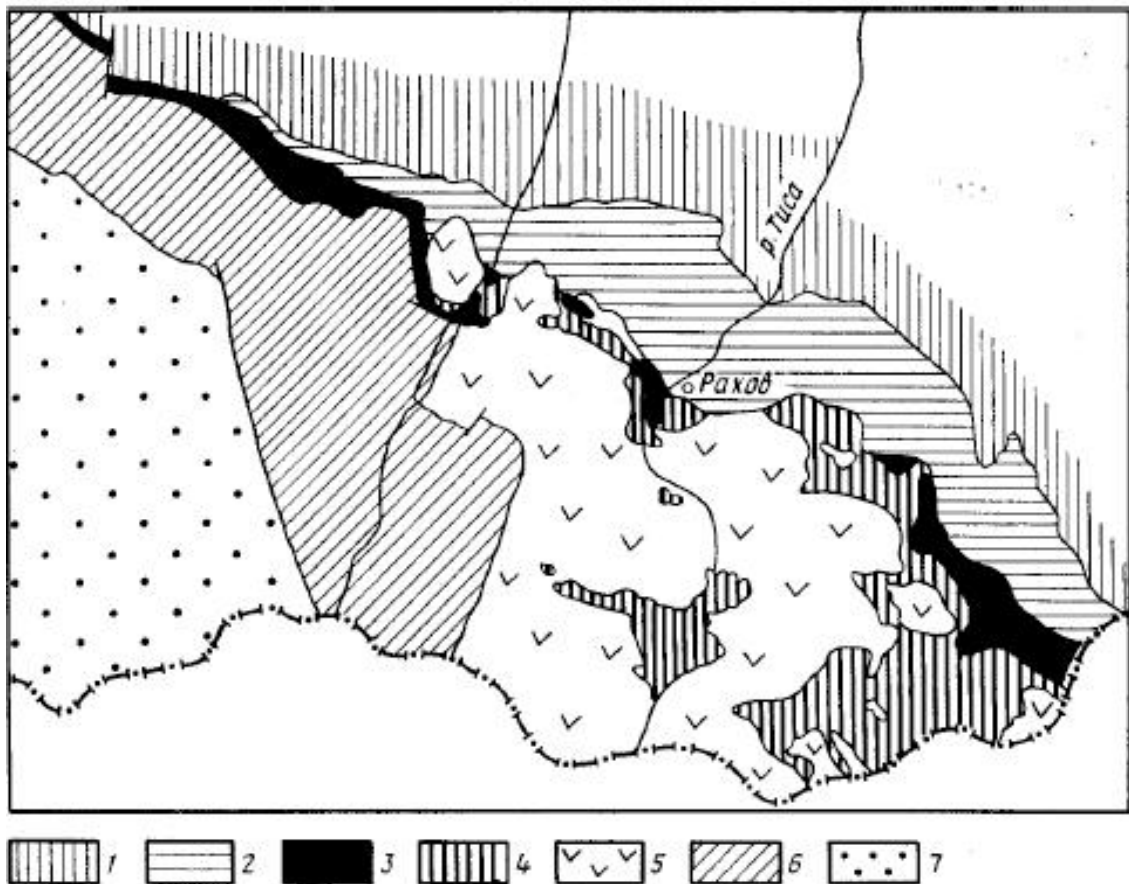
У напрямку від Флішевих Карпат углиб Мармарошу старішає розріз: від ранньої крейди Рахівського покриву, через луски беріасу, верхньої юри, тріасу, пермі до пластин протерозойських гнейсів Білопотоцької світи. Велику луску в обсязі беріас—кімериджських осадово-вулканогенних порід (Кам'янопотоцка та Чивчинська світи) виділяють в окремий Кам'янопотоцький покрив, подібний до чорного флішу покрову Фаркеул Румунських Карпат. Цей покрив утворює перехідну зону між Флішевими Карпатами та Мармарошом. Незважаючи на подібність Кам'янопотоцької світи з флішем, це аспідна формація, що накопичувалася на початку рифтової седиментації в умовах розсування дофлішевого фундамента разом з виливами підводних

подушечних лав основного складу. У межах Діловецького покрива Мармарошу, у Чивчинських горах поширені метаморфіти та середньокрейдяний чохол Діловецького покриву, оточені вузькою переривчастою смугою Кам'янопотоцького покриву.

Таким чином, Мармарошський кристалічний масив являє собою герцинську складчасту споруду, перероблену мезозойсько-альпійською складчастістю з утворенням покривно-складчастих структур, ускладнених глибокими рухами ларамійської фази тектогенезу. Наймолодшими є савські рухи, що повсюдно виявилися у Флішевих Карпатах у ранньому міоцені.

### **Пояс Мармарошських скель.**

На північний захід від Мармарошського масиву (від басейну Шопурки до Латориці) простягаються складчасті флішеві товщі палеогену, оточені крейдовими товщами, складеними великими блоками масивних карбонатів.



**Рисунок 2. Геологічна схема західної частини Мармарошського кристалічного масиву.**  
 1 кристалічні сланці протерозою—нижнього палеозою (Діловецька свита); 2 — Чивчинська та Кам'янопотоцька світи кімеріджу—валанжина (вапняки, лави, аспідні сланці); 3 - трикомпонентний фліш неокома Рахівського покриву; 4- крейдяні конгломерати; 5 - конгломерати еоцену (нижня підсвіта Великобанської світи); 6 — мергелі еоцену (верхня підсвіта Великобанської світи); 7 — еоценовий фліш Шопурської світи Монастирецького покриву; 8 —аргіліти і мергелі олігоцену Лужської світи; 9 - насуви; 10 -інші розломи

Тут виділяються два покриви: зовнішній - Вежанський і внутрішній — Монастирський. Так само як і Мармарошський масив, Вежанський покрив насунутий на північний схід на Флішеві Карпати, іноді повністю перекриваючи Рахівський покрив. З Мармарошським масивом його зближують розвиток однакових фацій крейди і поява у фронтальній частині покриву поряд з доальбськими карбонатами зеленокам'яних вулканогенних порід і навіть метаморфічних комплексів.

Рельєф Вежанського покриву визначають докрейдові і баррем-аптські скелі, що часто екзотично здіймаються на тлі пологих форм альбських алевролітів і аргілітів, що вміщують їх. Серед таких скелей у конгломератах та олістолітах в олістостромі зустрічаються органогенні та масивні пелітоморфні вапняки, різноманітні кристалічні сланці, теригенні породи тріасу-пермі, кварцити, доломіти, брекчії, складені уламками кристалічних сланців та вапняків, серпентиніти. Товща до 1,5 км, що вміщує скелі, корелюється з одновіковими породами Мармароша, товщина яких там складає лише кілька десятків м, трансгресивно залягає на мезозойському неоавтохтоні покривів. Разом із залеглими вище сенонськими мергелями Пухівської світи ця грубоуламкова підводно-зсувна товща утворює нижній структурний поверх. Верхній поверх складають палеогенові Метівська та Лужська світи, складені чергуванням мергелів і флішоїдних пачок.

Структура зовнішнього, Вежанського покриву являє собою моноклиналину луску, насунуту у бік Карпат. Структура внутрішнього, Монастирського також моноклінальна, ускладнена дрібною складчастістю та розривами. Його складають палеогенові Шопурська та Драгівська світи. Фронтальну частину покриву складають строката Шопурська світа, що насуваються на різноманітні товщі Вежанського покриву та Мармарошського масиву, а внутрішню потужна товща Драгівських пісковиків. У будові Мармарошських скелей збереглися релікти доальбських (австрійських), глибових ларамійських та після-олігоценових (савських) структур, а складчасті покриви довершили формування структури цього тектонічного феномену.

### ***Пояс Пенінських скель.***

Пенінський скельний пояс розмежовує Внутрішні та Зовнішні, або Флішеві Карпати (рис. 3). За історії тектонічних рухів і седиментації пояс розвивався у подібних умовах з Внутрішніми Карпатами в до-палеогені, а в крейді із Флішевими. Пояс простягається від Віденського басейну на кордоні Австрії та Чехословаччини у вигляді вузької дуги до Карпат, увігнутої спочатку на північний захід, тоді на північ-північний схід. Він облямовує Флішеві

Карпати на відстані близько 600 км, зберігаючи притаманні Карпатам риси формаційного та структурного складу. Флішева седиментація у поясі Пенінських скель відбувалася у палеогені (еоцен), в юрі накопичувалися теригенно-карбонатні, в крейді (апт-маастрихт) строкаті товщі.

Нижній структурний поверх складають теригенні строкаті породи, умовно віднесені до тріасу. Разом з юрськими (неокомські) вапняковими і теригенно-мергельними породами вони утворюють блоки і пластини, вм'яті в податливу мергельно-глинисту крейдову матрицю, утворюючи складно зім'яті складчасто-насувні меланжеві зони. Через такі особливості будови Пенінський пояс часто вважають зоною меланжу, проте меланж складає лише нижній складчастий поверх зони.

Середній поверх складений флішевою (еоценовою) Вульховчицькою світою. Разом з нижнім, середній поверх зім'ятий у конформні складки, що утворюють кілька полого насунутих покривів. Блоки-скелі тут не вклинюються в палеогенові товщі, а входять до складу глибових конгломератів базального горизонту палеогену. У складі конгломератів, крім юрських, є брили мергелів дат-палеоцену та ранішніх утворень. Особливістю конгломератів є численні валуни кислих та середніх інтрузивів і вулканітів, кореневі виходи яких відсутні у Карпатах, а вік формування цих екзотичних порід альпійський.

Верхній структурний поверх Пенінських скель представлений слабо дислокованою; міоценовою моласою, що різко незгодно перекриває внутрішню зону поясу, зрідка околиці Флішевих Карпат. Це фації моласи Закарпатського внутрішнього прогину, нижні горизонти яких більш дислоковані з віддаленням від Пенінських скель. Подекуди є перекинута залягання моласи (новоселицьких туфів і терешульських конгломератів), перекритої «скельовими» комплексами (рис. 57). Слабкий вулканізм представлений основними ефузивними та екструзивними комплексами, пов'язаними з блоками юрських-нижньокрейдових (неокомських) вапняків.

Пояс Пенінських скель насунутий на Флішеві Карпати (Магурський та Поркулецький покриви) та на Монастирецький покрив зони Мармарошських скель і займає тектонічну позицію шовної зони у смузі зчленування Закарпатського прогину із Зовнішніми Карпатами, тобто між Внутрішніми та Флішевими Карпатами. Її вважають палеотипною зоною Беньофа з різними варіантами механізму субдукції/абдукції, що заклалася ще в докембрії.

Визначними для формування сучасної структури поясу постали ларамійські (палеоценові) та піренейські (пізньоеоценові) рухи. У савську фазу складчастості (на рубежі олігоцен-міоцен) зона зазнала насунання на Флішеві



Карпати, в атичну фазу (в сарматі) підймання і закидання в бік закарпатської неогенової депресії, що занурювалася. До цієї області пов'язане різке (до 25 км) здіймання поверхні розділу Мохо.

### ***Внутрішні флішеві покриви Карпат.***

Районування Флішевих Карпат передбачає виділення трьох зон – зовнішньої (антиклінальна), центральної (синклінальна) та внутрішньої (антиклінальна), відповідно: Скибової, Кросненської та Магурської (рис. 1).

Внутрішні флішеві покриви облямовуються Мармарошським поясом і зоною Пенінських скель на південному заході та Кросненською зоною на північному сході. Вони утворюють південний схил Українських Карпат, де виділяють *Рахівський, Магурський, Поркулецький, Дуклянський та Чорногорський покриви*. Покривм зчленовується одне з одним кулісно, об'єднуючись у складі Внутрішньої флішевої зони.

*Рахівський покрив* є внутрішнім у Флішевих Карпатах, де утворений вузькою смугою неокомського трикомпонентного флішу простягається на територію Українських Карпат з Румунії. На півдні на нього насувається Мармарошський масив (зазвичай своїм Кам'яно-потокським покривом) і Вежанський покрив зони Мармарошських скель. На північний схід він досить круто насувається на Поркулецький покрив. У басейні Боржави Рахівський покрив повністю виклинюється, у межиріччях Тересва-Лужанка і Чеховець перекривається Монастирецьким і Вежанським покривами. Внутрішня структура Рахівського покриву моноклінальна, де він занурюється під Мармарошський масив, в інших районах складена зірваними антикліналями або дислокованими лусками. У межиріччі Уголька - Тересва Рахівський покрив зрізає кілька лусок неоавтохтона Поркулецького покриву. Наймолодшим комплексом неоавтохтону, на який насунутий Рахівський покрив, є Чорногівська світа, сформована в ранньому-середньому еоцені, що свідчить про післясередньоеоценове формування покриву.

Магурський покрив теж є внутрішнім у Флішевих Карпатах, де розташований на північний захід від Раховського, оточуючи іззовні зону Пенінських скель. Від басейну нар. Латориці він поступово розширюється досягаючи 10 км на словацькому кордоні, утворюючи у зарубіжних Карпатах найбільший покрив (до 70 км). У межах України покрив складений палеоцен-еоценовим флішем. Внутрішня структура покриву складчасто-лускувата з північно-східною вергентністю насування, яка закладена у піренейську фазу складчастості і була відновлена у савську. Уздовж внутрішньої периферії покрив насувався на зону Пенінських скель в штирійську та атичну фази

складчастості, коли відбувалося закидання «скелевих» комплексів у бік Закарпатського внутрішнього прогину.

*Поркулецький покрив* є найбільшим серед внутрішніх покривів Флішевих Карпат. Він є прямим продовженням покриву Чахлеу Румунських Карпат і простягається через всю Українську частину, виклинюючись біля с. Малий Березний у басейні Вужа. Він складений крейдяними-олігоценовими флішевими товщами, облямованими по фронту насування ланцюжком карбонатних утворень, пов'язаних з основними вулканічними породами. Покривна форма його виражена чіткіше, ніж у будь-якому іншому покриві. Він має північно-східну вергентність насування, амплітуда якого понад 12 км. Фаціальна особливість флішу Поркулецького покриву - це розвиток потужних сірчаних нижньокрейдових товщ, складених з Білотисенської тонкоритмічної товщі та Буркутських пісковиків, які більше ніде у Флішевих Карпатах не зустрічаються. В інших структурно-фаціальних зонах їх місце займають чорні середньоритмічні флішеві товщі Шипотської та Спасської світ.

У структурі Поркулецького покриву виділяється кілька тектонічних зон (Білотисенська, Лисичівська, Тур'єполянська та Черногোলівська), які, на відміну від структурно-фаціальних зон в інших покривах, змінюють один одного не вхрест, а уздовж його простягання. Закономірність його будови полягає в поступовому зануренні складових його флішевих товщ уздовж простягання з південного сходу на північний захід в районі Тур'єполянської зони і різкого підйому на півночі (Черногোলівська підзона). В межах зон виділяються вузькі протяжні луски, ускладнені дрібною складчастістю та поперечними скидо-зсувами. По фронту лусок оголюються альб-сантонські відклади, а в тилу - кампан-еоценові пісковики черногোলівської світи. У басейні рік Мала Пінія — Турья (притока Ужа) поширені палеогенові відклади Поркулецького покриву через ще більше занурення покриву в цьому районі. У межиріччі Туриці та Лютою, далі на північний захід, знову на поверхню виступає нижньокрейдова підвалина Поркулецького покриву, складена товщею пісковиків. Відсутність кутових незгод і перерв у флішевому розрізі нижньої крейди — олігодена Поркулецького покриву і насування його на Дуклянський покрив, складений одновіковими відкладами свідчать про післяолігоценів, (ранньоміоценові) покривно-складчасті рухи.

*Дуклянський покрив* розташований на північний схід покрив чохла Флішевих Карпат, що простягається з Польщі і Словаччини і виклинюється біля Білого Черемоша в басейні Пруту. Він є неоавтохтоном для Поркулецького покриву і, своєю чергою, насунутий на північний схід на

Кросненську зону, а на крайньому південному сході, у межиріччі Тиси — Білого Черемоша — на Чорногорський покрив. Покрив охоплює область поширення верхньокрейдово-палеогенового флішу, що залягає чорному фліші Шипотської світи.

У фаціально-формаційним складом флішеві товщі Поркулецького та Дуклянського покривів відрізняються лише нижньокрейдовим розрізом при подібності верхньокрейдово-палеогенових відкладів. У Дуклянському покриві виділяють три покрови II порядку (тектонічні зони): Стужицький, Лужанський та Близницький. На відміну від тектонічних зон Поркулецького покриву, які змінюючи одна одну за простяганням, зони цього покриву зчленовуються кулісно. Критерієм виділення зон є відмінність нижнесенонської частини флішу: глинистий у Стужицькій та Близницькій зонах та піщаний — у Лужанській.

Стужицька зона найбільш занурена, має лускату будову. Структура лусок різноманітна — монокліналі, синклінальні та антиклінальні складки. На тлі загальної північно-східної вергентності більшості лусок відмічені випадки зворотної вергентності та брахісинклінальні складки, що характерно лише для цієї зони. Найбільшою є складка Полонини Руни — це ізометрична складка є безкореневим тектонічним відторженцем неоавтохтону Дуклянського покриву. Лужанська зона від Ріки простягається до Чорної Тиси, насунута на Близницьку. Північно-західна її частина складена переважно верхньокрейдовими відкладами, південно-східна — нижньокрейдовою Шипотською і сеноман-туронською Поркульською світами. Близницька зона простягається від міжріччя Ріка — Теремля до р. Білий Черемош у складі трьох найбільших лусок, насунутих на зону Кросно. Для неї, як і для Лужанської зони, властивий загальний підйом з північного заходу на південний схід. Складчастість Дуклянського покриву є пізнішою за Поркулецький покрив — ранньоміоценовою.

*Чорногорський покрив* облямовує область розвитку олігоцен-нижньоміоценових відкладів зони Кросно на південному сході і від басейну Тиси простягається до Румунії, де він має назву покрив Аудія. З внутрішньої сторони на нього насунута Близницька зона Дуклянського покриву, а на південний схід від Білого Черемоша — Поркулецький покрив. За особливостями структури виділяють два покрови II порядку (структурно-фаціальні зони): Яловичорську та Скуповську.

*Яловичорська зона* є внутрішньою, утворена дрібними лусками крейдових відкладів: на південному сході це нижньокрейдові і сеноман-

туронські відклади Шипотської і Поркулецької світ, а на північному заході поширені верхньокрейдові (Чорногівські) пісковики. *Скупівська зона* утворює велику Скибову монокліналь, у фронтальній частині якої в міжріччі Чорний Черемош—Сучава відслонюються нижньокрейдові, а в тильній верхньокрейдові і палеогенові (без олигоцена) відклади.

*Чорногорський покрив* полого насунутий на *Кросненську зону*, перекиваючи її на 16 км. Рух покриву завершився в ранньому міоцені, рухи глибового характеру в Яловицькій зоні проявилися ще в кінці крейди, Скупівська зона зазнавала рухів на північний схід ще в олігоцені, про що свідчить відсутність у її складі відкладень цього віку.

### ***Кросненська зона.***

Кросненська зона — це єдина не покривна структура Флішевих, що має структуру улоговини по відношенню до покривів, що її облямовують. Вона заповнена олігоцен-міоценовою Кросненською світою і лише у ядрах великих складок оголюється доолігоценовий фліш. Вона разом з Скибовим покривом насунута на платформну частину Передкарпатського прогину. Північно-східна межа зони умовна і проводиться по зміні області розвитку палеоцен-еоценових на олігоцен-нижньоміоценові відклади. На півдні, від лівобережжя Віслока в Польщі до Чорної Тиси в Карпатах, на Кросненську зону насунутий *Дуклянський покрив*, а далі на південний схід— *Чорногорський покрив*.

Для Кросненської зони властиві вузькі, килеподібні антиклінальні та широкі, коробчасті синклінальні складки. Розвинені дрібні складки, що складають різної величини луски та іноді великі скиби у Скибовому покриві з вергентністю на північний схід. Найбільші антиклінальні складки, ядра яких складає верхньокрейдова Стрійська світа, досягають понад 10 км в довжину при ширині 3-4 км. Найбільшою є Фошкінська антикліналь довжина якої перевищує 50 км. За особливостями тектонічного стилю та літолого-формаційного складу тут виділяється три зони: Славсько-Верховинська, Турківська та Бітлянська.

Зовнішня *Славсько-Верховинська* простягається через усі Українські Карпати смугою від 2 до 9 км, відрізняється від сусіднього Скибового покриву депресійною структурою, що складена з двох улоговин — Славської та Верховинської, розділених відносним підняттям у міжріччі Терєблі — Прута.

Середню позицію має Турківська зона, що простягається від польського кордону до басейну Чорної Тиси, де лежить під Чорногорським покривом. Властиве загальне занурення флішу з південного сходу на північний захід,

контроль зовнішніх меж зони підкидами і насувами. Внутрішня структура зони складчасто-луската. На крайньому південному сході вона закінчується дуже порожнистою великою лускою, що виділяється в Брустуранську скибу.

Внутрішня Бітлянська зона тягнеться від польського кордону до Теремлі. Це занурена частина зони Кросно, в межах якої відсутні виходи до-олігоценівих порід і змінюється склад олігоцен-міоценових відкладів. Тут вони представлені монотонною товщею тонко-ритмічного глинистого флішу. Поширені олістостромові горизонти та окремі олістоліти уздовж зони зчленування її з Дуклянським покровом. Подібні олістостроми утворилися також перед фронтом Чорногорського покриву.

В доміоцені Кросненська зона розвивалася як басейн седиментації, що найбільшого занурення отримала в олігоцені—ранньому міоцені, коли внутрішні флішеві структурно-фаціальні зони зазнавали підйому і переміщення у бік цього внутрішнього залишкового басейну. Складчастість почалася на початку міоцену і завершилася у сарматі разом зі загальним підйомом території і утворенням гірського рельєфу.

### ***Скибовий покрив***

Це найбільша в Карпатах структура, що становить понад третину площі. Так само як Кросненська зона, покрив простягається крізь усю територію Українських Карпат: на заході в Польщі занурюється під Сілезький покрив, на сході в Румунії зчленовується з покровом Таркеу. Найбільшої ширини (35-37 км) Скибовий покрив має у перетині його Ломницею, до державних кордонів звужується до 15 км, а північніше с. Верховина до 5 км. На північний схід Скибовий покрив насувається на Передкарпатський передовий прогин - Бориславсько-Покутський покрив. На північному заході він зчленовується з Самбірським покровом, перекриваючи тут Бориславсько-Покутський покрив, а на півдні його оточує Кросненська зона.

Покрив складають крейдові (починаючи з баррема), палеогенові та нижньоміоценові ритмічні відклади флішевої формації, які подекуди перериваються товщами пісковиків або сланцюватими бітумінозними породами Менілітової світи. Структуру покриву складають вузькі та протяжні моноклінальні луски, подібні до скиб землі, що утворюються за лемехом плуга. Ці луски-скиби налягають одне на одне, відокремлюючись насувами другого порядку, у фронті насування оголюються древніші, зазвичай верхньо крейдові відклади. Скиби утворювалися після трансформації скидів у насуви.

Таких протяжних скиб виділяється від трьох на південному сході до шести у західній та центральній частинах покриву: від зовнішньої до

внутрішньої частини це Берегова, Орівська, Сколевська, Парашка, Зелепенка та Рожанка. Найбільшу протяжність (близько 270 км) мають Орівська, Сколевська та скиба Парашка. Зовнішня Берегова скиба від польського кордону простягається до долини Прута, де зрізається Орівською скибою. Скиба Зелепенка простежена до Чорного Черемошу біля с. Верховина.

Тильні частини моноклінальних скиб, перед фронтом внутрішньої скиби, ускладнені синкліналями. Поверхні насувів скиб крутіші у приповерхневих частинах, на глибині вони пологі, набуваючи лістричного типу. Поверхня Скибового покриву дуже крута і закинута по фронту. З глибиною вона пологішає до 20—30°, і в таких місцях поверхня Скибового покриву підрізає приватні насуви окремих скиб, перетворюючи їх на безкореневі утворення. Подекуди (на Битківському нафтогазовому родовищі) поверхня насуву різкого здійснюється вглиб Карпат, тоді знову занурюється, що призводить до «пірнання» фронтальної частини покриву. На південний захід поверхня покриву знову крутішає до 70°, амплітуда горизонтального переміщення покриву близько 20 км.

Складчастість Скибового покриву ранньоміоценова, у бадені (тортоні) і після раннього сармату відбувалося лише пасивне переміщення покриву разом із неоавтохтоном Бориславсько-покутського покрову на північний схід.

### ***Передкарпатський передовий прогин***

У Передкарпатському передовому (крайовому) прогині за особливостями структури та складу флішевих і моласових комплексів виділяється зовнішня *Більче-Волицька* зона у північно-східній частині та у південно-західній – внутрішня, що розділяється на *Бориславсько-Покутську* і *Самбірську* зони. Зовнішня зона охоплює околицю Східноєвропейської докембрійської платформи, яка зазнала прогинання в неогені з накопиченням слабо дислокованої моласи. Внутрішня охоплює околицю Карпат, де накопичення молас почалося дещо раніше, а моласовий комплекс зім'ятий разом з флішевим у підваulinі в складки, ускладнені насувами і розбиті трансформними скидозсувами на окремі дрібніші покриви. На відміну від Зовнішньої автохтонної зони Внутрішня, насунута на неї аллохтонна зона, має притаманну Карпатам північно-східну вергентність.

У підваulinі *Самбірської зони* відсутній автохтонний фліш і її властива покривно-складчаста структура. Стародавні домезозойські комплекси через денудацію служили джерелом накопичення флішевих товщ у Карпатській мобільній геосинклінальній області. *Бориславсько-Покутський покрив* складений вузькою смугою дислокованих крейдяно-міоценових порід,

затиснутою між насунутим на неї з півдня *Скибовим і Самборським покривами*. Максимальної ширини 17 км покрив має у міжріччі Пістинки та Лючки, зменшуючись у північно-західній частині до 2-5 км і до польського кордону зрізається насунутим на нього Скибовим покривом. Структура покриву утворена з дрібніших складчасто-лускатих покривів з переважанням сильно стиснутих, асиметричних антиклінальних складок (геміантикліналей), перекинутих на північний схід або зрізаних навпіл і представлених лише південно-західними висячими крилами (рис. 4). Наявність складчастих структур і непроникних соленосних моласових нижньоміоценових відкладів, що їх перекривають утворило сприятливі геологічні умови для формування покладів нафти і газу. Відмінності у фізичних властивостях флішевих верхньокрейдово-палеогенових відкладів та соленосних молас, що на них залягають зумовлюють дисгармонічну складчастість зі складними дислокаціями в соленосному комплексі.

Під пологим Скибовим покривом складки Бориславсько-Покутського покриву занурюються у долині р. Прут до 18 км. Крута поверхня Бориславсько-Покутського покриву на глибинах понад 3-4 км пологішає до 40-50 °, а глибше 6 км насув має субгоризонтальну площину.

Покривна складчастість Бориславсько-Покутському формувалася з міоценової фази складчастості у Флішевих Карпатах. Утворення структури покриву протікало синхронно з прогинанням флішевого ложа та складчастими рухами, що виникли через стиснення Зовнішніх Карпат. Основні рухи по насувах відбувалися після раннього тортона - до раннього сармату. У післяраннесарматський час значних горизонтальних рухів не було і покрив пасивно трансформувалася загальноплатформний тиск від внутрішньої периферії до зовнішньої.

*Самбірський покрив* простягається уздовж Передкарпатського прогину, звужуючись перед фронтом Покутських Карпат до 10—25 км. Це алохтонна, відірвана від свого коріння пластина дислокованих міоценових соленосних, теригенно-глинистих моласових відкладів, насунута на платформну частину прогину до 15 км. Виділення флішевих відкладень у ньому є проблематичним. Усередині моласового комплексу тортон і сармат зім'яті у складки у вигляді накладених пологих мульд, міоцен зім'ятий у складніші складки з крутими крилами. Покрив ускладнений дрібнішими поздовжніми насувами та поперечними зсувами, найбільш прогнуті частини покриву сягають глибини понад 9 км. Формування складчастості у структурі сталося перед тортоном, остаточно покрив сформувався після раннього сармата.



*Більче-Воліцька зона* - це зовнішня автохтонна платформна частина Передкарпатського прогину, що має блокову будову з багатоповерховими структурними комплексами. Особливістю структури є занурення доміоценового фундаменту у бік Карпат у вигляді окремих щаблів. Від стародавньої СЄП та молоді ЗЄП на північному сході її відокремлює система флексурно-розломних «фестончастих» зон, причому в глибоких горизонтах кори розвинені розломи, а в верхніх флексури. Більшість розломів розвивалися конседиментаційно, мають кулісну будову і занурюються під Самбірський покрив. Найбільшими є глибинні Рава-Руський насув і Городоцький, Калуський, Косівський, Шепотський, Судово-Вишнянський, Краковецький поздовжні розломи, які перетинаються пізнішими поперечними Ходновицьким, Садковицьким, Пинянським, Залужанським, Майничським, Грушевським, Медичським, Турянським, Богородчанським, Тисменичанським розломами. Більшість із них є зсувами із амплітудою до 2 км та загальною тенденцією згасання у бік платформи.

У *Більче-Воліцькій зоні* виділяються чотири структурні поверхи. У підвалинні залягає метаморфізований, складчастий *рифейський фундамент* молоді платформи, на якому залягає моласовий міоценовий комплекс. З північного сходу кристалічний масив обмежений Краковецьким розломом.

*Палеозойський* поверх поширений по периферії зони, складений складчастими комплексами кембрію-девона. Разом з рифейськими кристалічними породами вони були джерелом формування флішевих товщ.

*Мезозойський* поверх складають крейдові та юрські відклади, причому теригенно-карбонатні товщі юри-неокома утворюють накладений на розмиту поверхню палеозойського комплексу прогин із широким і пологим зовнішнім і вузьким редукованим внутрішнім бортами. Крейдові відклади, спочатку повсюдно поширені, тоді інтенсивно розмивалися до накопичення неогенової моласи.

*Неогеновий* моласовий поверх повсюдно поширений, складений слабодислокованими міоценовими хемогенно-теригенними світами (Богородчанською, Тіраською, Косовською, Дашавською) сумарною товщиною до 5 км. Структура моноклінальна зі зануренням і поступовим нарощуванням потужності моласи у бік Карпат, ускладнюється поздовжніми конседиментаційними розломами. На контакті молас з поверхнею Самбірського покриву сформувалися принасувні складки через насунання алохтону, багато також ізометричних брахантикліналей невеликої амплітуди, яківміщують поклади нафти і газу.

За характером поширення тортонських (баденських) і сарматських відкладів і структурними особливостями фундаменту виділяються тектонічні підзони - Крукеничська, Косовсько-Угерська та Станіславська.

*Крукеничська підзона* розташована на північному заході Більче-Волицької зони та із зовнішнього (платформного) боку обмежена Краковецьким розломом та його похованим структурним продовженням, а з боку Карпат Самборським покровом. Нижньотортонська і сарматська моласа тут залягає безпосередньо на дислокованій рифейській основі.

*Косовсько-Угерська підзона* на північному заході обмежена Рава-Руською зоною ЗЄП, на південному сході Станіславською підзоною. Із внутрішньої сторони її обрамляє на північному заході Крукеничська підзона, а уздовж на всьому її протязі Самборський покрив. Малопотужні тортонські та потужні сарматські моласи тут налягають крейдово-юрських і палеозойських комплексах.

*Станіславська підзона* розташована на приплатформній околиці Більче-Волицької зони і смугою, що поступово розширюється, простягається від м. Миколаєва (на Дністрі) до Румунського кордону. Властиве моноклінальне залягання тортонських піщано-глинистих та хемогенних відкладів. Сарматська моласа розвинена лише на крайньому південному сході та північному заході. У зовнішній частині підзони моласа залягає на мезозойському, місцями на палеозойському структурних поверхах СЄП, у внутрішній на тих же комплексах, які складають чохол молоді ЗЄП.

Формування Більче-Волицької зони пов'язане з зануренням у процесі підсування околиці Євразійської літосферної плити під Зовнішньокарпатську складчасту область ЗЄП з початку тортону до раннього сармату і утворення неогенової структури Закарпатського внутрішнього прогину.

### ***Закарпатський внутрішній прогин.***

Закарпатський прогин заповнений зім'ятою у пологі складки неогеновою моласою понад 3 км товщини, ускладненою соляними діпірами. Донеогеновий складчастий фундамент утворюють осадово-вулканогенні та метаморфічні комплекси неогену, крейди, юри, тріасу та палеозою. Прогин обмежений на північному сході і південному заході глибинними Закарпатським та Припанонським розломами. Своім зовнішнім краєм моласовий комплекс перекриває фліш Зовнішніх Карпат. На міоцен-голоценову моласу по зовнішній околиці прогину уздовж неогенових розломів фундаменту налягає потужний комплекс основних вулканітів (включаючи інтрузиви та екструзиви), який утворює Вігорлат-Гутинську

гірську гряду. Гряда розділяє прогин на дві улоговини з піднятою моласою по бортах - південно-східну Солотвинську та північно-західну Чоп-Мукачівську.

У домоласовому фундаменті прогину виділяється Ужгород-Інячевський палеозойський виступ і зовнішня зона Підгальського флішу. Його складає повсюдно розвинута потужна крейдова чорносланцева карбонатно-теригенно-глиниста товща, що не має аналогів у Внутрішніх Карпатах. Це свідчать про автономний розвиток донеогенового фундаменту прогину, зумовленого його приналежністю до давнього Паннонсько-Волинського прогину анти-карпатського простягання. Фундамент має блокову подільність з вертикальними переміщеннями до 2 км і насуви з амплітудою горизонтальних рухів у кілька кілометрів.

У міоценовому поверсі чохла Закарпатського прогину з північного сходу на південний захід виділяються тектонічні зони: Крайова моноклінальна, Центральна складчаста (их та брахіантиклінальних складок) та зона Припаннонського глибинного розлому. На південному заході на територію України заходить Паннонська міжгірська западина.

У моласовому неогеновому поверсі Крайова зона моноклінально занурюється до осі прогину. На денній поверхні оголюється південно-східна частина зони, а північно-західна похована під вулканічною Вігорлатською грядкою, ускладненою ланцюжком куполів. Ширина зони 15-25 км. Більшу частину прогину займає Центральна зона, де розвинені солянодіапірові та безсолеві брахіантиклінальні та купольні складки. Найбільшими серед солянокупольних у солотвинській частині прогину є Данилово-Тереблінська та Солотвинська складки довжиною до 20 км. Найбільша в мукачівській частині зони Залузька купольна складка розмірами 20X15 км є криптодіапіровою структурою, яка з глибиною, під соленосними відкладами розщеплюється на три дрібніші куполи. У південно-західній частині прогину розвинені складки облямування над похованими стратовулканами.

На південь від зони Припаннонського глибинного розлому розміщується Берегівська зона горстів, окремі блоки якої відрізняються за товщиною чохла неогенової моласи. Повсюдно поширені магматичні тіла, вторгнення яких контролювалися блоковими рухами. На південний захід від Берегівської зони розташована Паннонська западина, яка відокремлена тектонічним уступом амплітудою до 600 м.

Закарпатський прогин формувався з кінця герцинської епохи до глибових рухів у неокомі, про що свідчить відсутність готериву та баррему. Розвиток середньолужного ефузивного магматизму наприкінці крейди та

наявність перерви перед середнім еоценом вказує на прояв ларамійської фази складчастості на тлі загального інверсійного підйому та стиснення. Ці рухи змінилися потужним прогинанням всієї території в аквітані-бурдигалі (егері - егенбургії) з накопиченням 3,5 км моласи. У мукачівській частині прогинання продовжувалося в голоцені. У після сарматський час загально плитні колізійні напруги викликали складчастість у моласовому комплексі з формуванням перекинутих складок на межі його із зоною Пенінських скель.

#### КОНТРОЛЬНІ ПИТАННЯ:

1. Якими є сучасний тектонічний статус і позиція Українських Карпат?
2. Які тектонічні області виділяють у складі Карпат?
3. Якими є особливості будови *Мармарошського кристалічного масиву*?
4. Які за віком і складом породи утворюють кристалічний масив Мармарошу?
5. Які за віком і складом відклади формують плитні комплекси Мармарошу?
6. Які за віком і складом тектонічні покриви формують *Пояс Мармарошських скель*?
7. Які за віком і складом тектонічні покриви формують Пенінський скельний пояс?
8. Які особливості будови і тектонічну позицію мають *Внутрішні флішеві покриви Карпат*?
9. Які особливості будови і тектонічну позицію має Кросненська зона Карпат?
10. Які особливості будови і тектонічну позицію має *Передкарпатський передовий прогин*?
11. Які за віком і складом відклади заповнюють *Передкарпатський передовий прогин*?
12. Які особливості будови і тектонічну позицію має *Закарпатський внутрішній прогин*?
13. Які за віком і складом відклади заповнюють *Закарпатський внутрішній прогин*?

**Питання до тестування з дисципліни  
«РЕГІОНАЛЬНА ГЕОЛОГІЯ УКРАЇНИ»**

1. Які типи тектонічних структур розміщуються на території України?

(декілька правильних відповідей)

- A. гірсько-складчасті споруди
- B. синеклізи
- C. щити (кристалічні масиви)
- D. рифтогенні прогини (авлакогени)
- E. антеклізи
- F. мобільні колізійні пояси

---

Відповідь:

2. У межах яких континентальних платформ розміщується територія України?

(декілька правильних відповідей)

- A. Туранської
- B. Скифської
- C. Східноєвропейської
- D. Західноєвропейської

---

Відповідь:

3. Яким є вік складчастого фундаменту Східноєвропейської платформи?

- A. кімерійський
- B. герцинський
- C. добайкальський (дорифейський)
- D. каледонський
- E. байкальський

---

Відповідь:

4. Яким є вік складчастого фундаменту Західноєвропейської платформи?

(декілька правильних відповідей)

- A. дорифейський
  - B. герцинський
  - C. байкальський
  - D. каледонський
  - E. кімерійський
- 

Відповідь:

5. Яким є вік складчастого фундаменту Скифської платформи? (декілька правильних відповідей)

- A. байкальський
  - B. каледонський
  - C. кімерійський
  - D. дорифейський
  - E. герцинський
- 

Відповідь:

6. Які типи регіональних структур виділяються на (1) континентальних платформах, у (2) мобільних колізійних поясах?

- A. антекліза
  - B. перед- та міжгірські прогини
  - C. синекліза
  - D. гірсько-складчаста споруда
  - E. кристалічний щит (ядро кратона)
  - F. крайовий (перед-гірський) прогин
- 

Відповідь:

7. Фрагментом якого мобільного складчастого пояса є Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецький авлакоген?

- A. Уральський кряж

- В. Вал (Лінеамент) Карпінського
  - С. Азовський вал
  - Д. Тиманський кряж
  - Е. Складчастий пояс Добруджі
- 

Відповідь:

8. Які регіональні геоструктури території України належать до (1) Східноєвропейської, (2) Скифської, (3) Західноєвропейської платформ?

- А. Український щит
  - В. Гірська споруда Криму
  - С. Дніпровсько-Донецький авлакоген
  - Д. Гірська споруда Карпат
  - Е. Складчастий пояс Добруджі
  - Ф. Волино-Азовська плита
  - Г. Передкарпатський передовий прогин
- 

Відповідь:

9. Які континентальні плити належать до (1) стародавніх (дорифейських), а які до (2) молодих (фанерозойських) платформ?

- А. Західноєвропейська
  - В. Скифська
  - С. Сарматська
  - Д. Фенно-Скандійська
  - Е. Туранська
  - Ф. Волго-Уральська
- 

Відповідь:



10. З яких континентальних плит складається корове ядро континентального масиву Східноєвропейської платформи (декілька правильних відповідей)?

- A. Скіфська
- B. Фенно-Скандійська
- C. Сарматська
- D. Анатолійська
- E. Волго-Уральська
- F. Туранська

---

Відповідь:

11. Які геоструктури на території України належать до (1) Східноєвропейської, (2) Скифської, (3) Західноєвропейської платформ?

- A. Львівський прогин
- B. Індольський прогин
- C. Донецька складчаста споруда
- D. Передкарпатський прогин
- E. Переддобрузьський прогин
- F. Шельф Чорного моря
- G. Рава-Руська мобільна складчаста зона

---

Відповідь:

12. З яких великих прото-платформних геоблоків складається УЩ?

- A. Волино-Подільський
- B. Інгульський
- C. Середньопридніпровський
- D. Оскольський
- E. Приазовський
- F. Сумський

---

Відповідь:

13. Які міжблокові шовні зони («протогеосинкліналі» або вулканоплутонічні пояси) розділяють великі протоплатформні геоблоки УЩ?

- A. Оріхово-Павлоградська
- B. Криворізько-Кременчуцька
- C. Одесько-Гомельська
- D. Голованівська (Західно-Інгульська)
- E. Брест-Прип'ятська

---

Відповідь:

14. Протягом яких тектоно-магматичних циклів консолидувалася континентальна земна кора і сформувалася складчаста структура Українського Щита?

- A. Досвекофенно-карельська
- B. Байкальська
- C. Дальсландська
- D. Готська
- E. Герцинська
- F. Карельська

---

Відповідь:

15. Коли закладалися усі мобільні складчасті пояси планети?

- A. у пізньому протерозої (рифей) внаслідок деструкції кори палео-материка Пангеї
- B. з кінця палеозою-початку мезозою з перетворенням на молоді платформи
- C. у середньому-пізньому девоні на стадії епі-платформного рифтогенезу

---

Відповідь:

16. Які молоді платформи входять до складу (1) Урало-Монгольського, (2) Середземноморсько-Гімалайського мобільних поясів:

- A. Тимано-Печорська

- В. Західноєвропейська
  - С. Західносибирська
  - Д. Скифська
  - Е. Туранська
- 

Відповідь:

17. До якої тектонічної структури і якого віку закладення належить Криворізький залізорудний басейн?

- А. палеозойський авлакоген
  - В. протерозойський синклінорій
  - С. мезозойський антиклінорій
- 

Відповідь:

18. Які різновікові складчасті області складають Середземноморсько-Гімалайський мобільний пояс? (декілька правильних відповідей):

- А. кайнозойські
  - В. палеозойські
  - С. мезозойські
  - Д. архейсько-ранньопротерозойські
  - Е. пізньопротерозойські
- 

Відповідь:

19. Які крайові глибинні розломи контролюють рифтогенну структуру Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецького авлакогена?

- А. Прип'ятсько-Маницький
  - В. Криворізький
  - С. Західно-Інгулецький
  - Д. Оріхово-Павлоградський
  - Е. Барановицько-Астраханський
-

Відповідь:

20. З яких структурних елементів складаються дорифейські кратонні ядра континентальних масивів?

- A. граніто-гнейсові куполи
- B. гірсько-складчасті пояси
- C. зеленокам'яні проторифтові пояси
- D. гранулітові пояси
- E. серединні масиви

---

Відповідь:

21. Які структури докембрійського фундаменту Волино-Азовської плити складають її (1) південно-західну та (2) південну околиці (сегменти) на території України?

- A. Південноукраїнська монокліналь
- B. Ратнівський горст
- C. Ковельський виступ
- D. Волино-Подільська монокліналь
- E. Молдавська монокліналь
- F. Північно-Молдавський виступ

---

Відповідь:

22. Які регіональні тектонічні зони післярифейської консолідації виділяються у фундаменті *Західноєвропейської платформи* на території України?

- A. Кохановська
- B. Більче-Волицька
- C. Лежайська
- D. Радомсько-Красницька
- E. Ростоцька
- F. Рава-Руська

---

Відповідь:

23. Які тектонічні сегменти Скіфської плити розміщуються на території України?

- A. Переддобрузький
- B. Передкавказький
- C. Передкопетдагський
- D. Кримсько-Азовський

---

Відповідь:

24. Які регіональні тектонічні структури післярифейської консолідації виділяються у фундаменті Переддобрузького сегменту Скіфської плити на території України?

- A. Нижньопрутський виступ
- B. Каркініт-Північнокримський прогин
- C. Переддобрузький прогин
- D. Південно-Азовський виступ
- E. Індоло-Кубанський прогин

---

Відповідь:

25. Які регіональні тектонічні структури післярифейської консолідації виділяються у фундаменті Кримсько-Азовського сегменту Скіфської плити на території України?

- A. Переддобрузький прогин
- B. Індоло-Кубанський прогин
- C. Центральнокримська зона підняття
- D. Азовський вал
- E. Каркінітсько-Північнокримський прогин
- F. Північно-Азовський прогин

---

Відповідь:

26. Яким є вік комплексів осадового чохла прогинів Скіфської плити: (1) Індоло-Кубанського, (2) Каркінітсько-Північнокримського?

А. олігоцен-антропогеновий

В. нижньо-крейдовий

---

Відповідь:

27. Які складчасті споруди на території України є (1) герцинсько-кімерійськими, (2) кімерійсько-альпійськими, (3) альпійськими?

А. Гірський Крим

В. Донецький складчастий пояс

С. Карпатські гори

Д. Приазовська височина

Е. Донецький кряж

---

Відповідь:

28. Які формаційні комплекси є діагностичними ознаками реліктових палеобасейнів (1) океанічного, (2) континентального типу у мобільних складчастих поясах:

А. моласовий

В. офіолітовий

С. флішовий

Д. аспідний

---

Відповідь:

29. Які тектонічні структури Гірського Криму розташовані на (1) суходолі півострова, (2) в Чорноморській акваторії?

А. Кримсько-Чорноморський антиклінорій

В. Південнобережний та Туацький антиклінорії

С. Південнокримський синклінорій

Д. Східнокримський, Південно-Західний та Судакський синклінорії

Е. Качинське підняття

---

Відповідь:

30. Які найдревніші осадові відклади складають підвалини Кримської гірської споруди?

- А. ранньотріасові
  - В. середньо-пізньотріасові - нижньоюрські
  - С. середньо-пізньоюрські
  - Д. крейдові
- 

Відповідь:

31. Які складчасті поверхи виділяються в інверсованій структурі осадового чохла Дніпровсько-Донецького палеорифтового прогину?

- А. каледонський
  - В. ларамійський
  - С. байкальський
  - Д. аттичний
  - Е. герцинський
- 

Відповідь:

32. Які структури входять до складу гірсько-складчастої споруди Карпат?

- А. Львівський палеозойський прогин
  - В. Мармароський кряжовий пояс
  - С. Пенінський кряжовий пояс
  - Д. Флішові Карпати
  - Е. Передкарпатський прогин
  - Ф. Закарпатський прогин
- 

Відповідь: