

Національна Академія Наук України  
Інститут геології і геохімії горючих копалин

На правах рукопису

Гнилко Олег Мирославович

УДК 55.2+551.3.051+55 (477.8)

**Геологічна будова та еволюція Українських Карпат  
ДОДАТКИ**

04. 00. 01 – загальна та регіональна геологія

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора  
геологічних наук

Львів – 2016

## Додаток А

## Літолого-стратиграфічні розрізи вивчених відкладів

В додатку охарактеризовані відклади, розвинені практично у всіх (окрім Магурської) тектонічних одиницях Українських Карпат. Характеристика подана графічно. На рисунках зображені як літологостратиграфічні розрізи, так, часто і геологічні карти (переважно власноруч побудовані) та перетини вивчених ділянок, на яких видно геологічну позицію досліджених відкладів. Умовні позначення до рисунків та локалізація вивчених розрізів показана на рис А. 1, А. 2. Окрім графічної, для більшості розрізів подана і текстова характеристика, зокрема опис окремих седиментологічних (текстурно-структурних) рис порід.

**Розрізи пермсько-тріасових відкладів (№ 1–4). Чивчинська ділянка Мармароського масиву (рис. А. 1. 1.).** Розрізи описані спільно з М.Тернавським [65]. В *розрізі № 1* відслонюються **тріасові** утворення по потоку Балтагул – невеликому правому притоку р. Чорний Черемош, устя якого знаходиться біля плотини Балтагул, а витoki – на хребті Прилучний. В низах потоку виходять на поверхню діафторовані розсланцьовані гнейси і метаморфічні сланці білопотоцької світи. Над ними лежить (контакти не відслонені) малопотужна (до 5 м) пачка чергування червоних і зелених тонко-середньосаруватих кременистих аргілітів. Ці строкаті утворення, за аналогією з іншими розрізами Мармароського масиву, мають або юрський (тектонічна лінза балтагульської світи), або пермський вік. Вище по потоку (і за розрізом) – розвали базальних конгломератів, складених галькою виключно кварцу та силіцитовим цементом. Розмір уламків – до 10 см, в середньому 3 – 5 см, обкатаність гальки добра і середня. Силіцитовий заповнювач розкристалізований, грані гальки та заповнюючої речовини

іноді стираються і грубоуламкова порода виглядає як суцільна кварцева маса. Конгломерати мають загалом нешарувату або погано виражену шарувату текстуру.

	Базальтоїди		Крихіткі тектоніти, тектонічні брекчії, меланж.
	Туфи, туфїти		Пластичні тектоніти, меланж
	Вапняки, доломіти, мергелі		Насуви тектонічних покривів
	Силіцити		Насуви субпокривів (скиб)
	Аргіліти		Насуви лусок (достовірні і вірогідні)
	Глини		Інші розломи
	Алевроліти, алеврити		Стратиграфічні згідні межі стратонів.
	Пісковики, піски		Стратиграфічні незгідні з розмивом межі стратонів.
	Гравеліти		Фаціальні границі
	Конгломерати		Елементи залягання порід
	Солі		Півколами зображено нижню поверхнюосадового шару (відбитки слідів палеотечій і ін.)
	Геміпелачічні червоні і строкаті тонкозернисті відклади		Напрямки слідів турбідитних палеотечій (північ вгорі, на картах і колонках напрям приведений в доскладчасте положення).
	Геміпеллагічні збагачені органікою глинисті відклади		
	Грубозернисті турбідити		
	Середньозернисті і тонкозернисті турбідити		
	Відклади мулисто-уламкових потоків (debris-flow), матрикс олістостроми		
	Олістостроми з олістолітами		
	Зони розвитку дрібних складок		Горизонт-маркер тонкошаруватих ("смугастих") вапняків
	Зони розвитку дрібних складок та тектонітів		Горизонт-маркер силіцитів
			Горизонти туфів середнього-кислого складу
			Горизонти строкатих (червоних і зелених) пелітів.

Рис. А. 1. Умовні позначення до рисунків Додатку А.



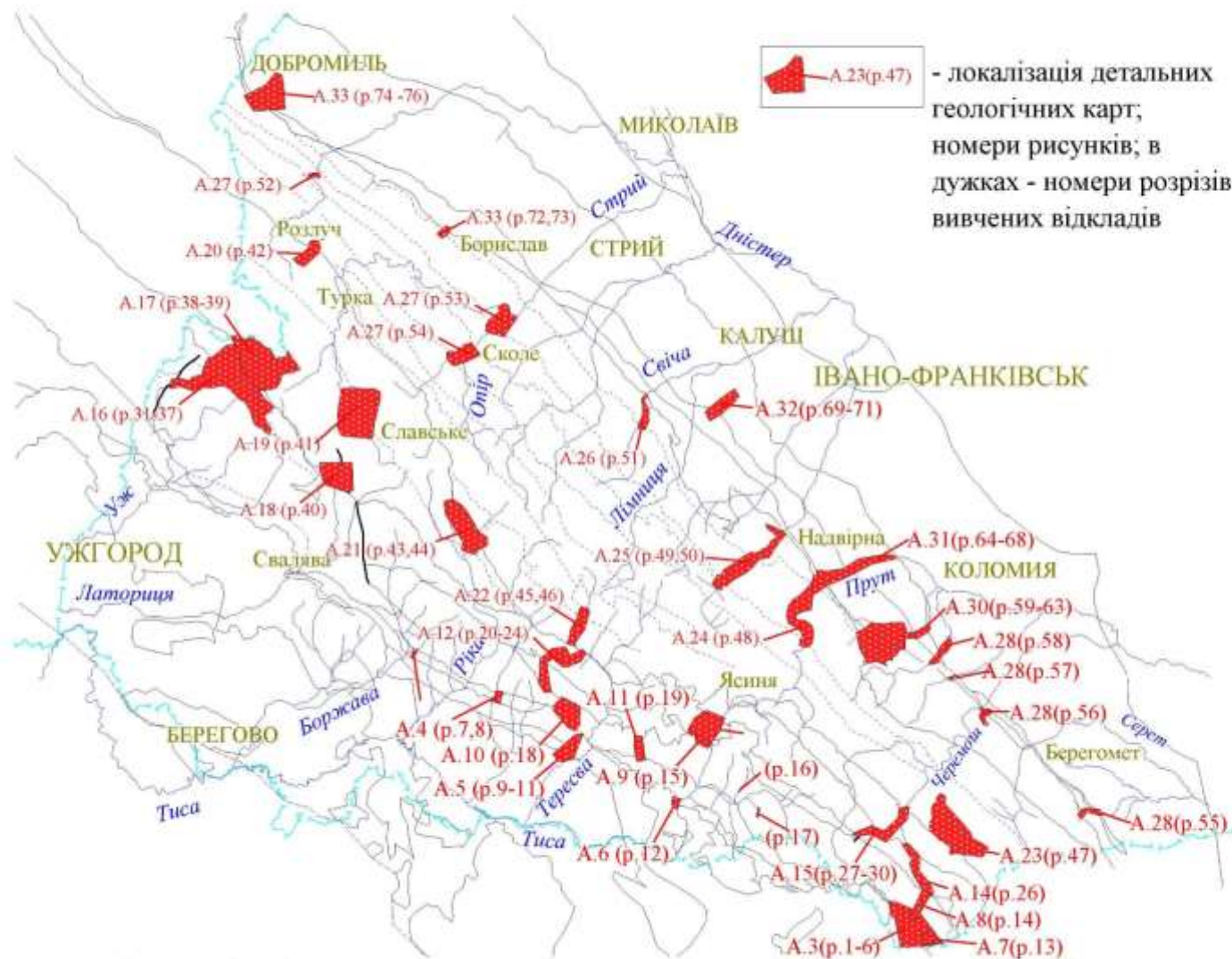


Рис. А. 2. Локалізація детальних геологічних карт та розрізів вивчених відкладів, поданих в Додатках. Склад Гнилко О. М.



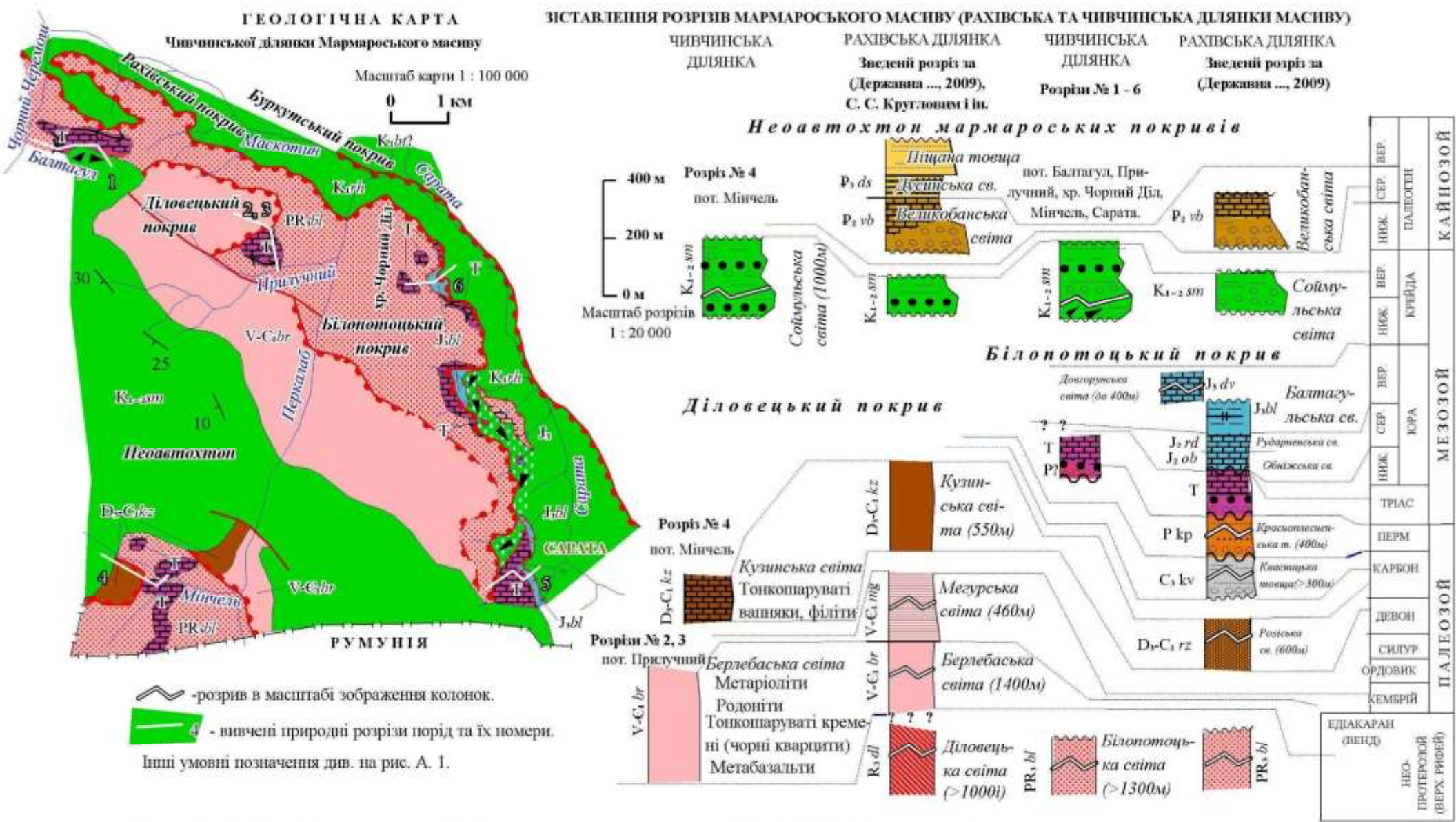


Рис. А. 3. Розрізи утворень Мармароського масиву (№ 1-6 і ін.) та геологічна карта Чивчинської ділянки масиву. Склад О. М. Гнилко, враховані матеріали [36, 65 і ін.].

Спостерігається градація теригенного матеріалу – в верхній частині він стає загалом дрібногальковим і, навіть, гравійно-псамітовим. Потужність конгломератів не перевищує перших метрів. Такі уламкові утворення поширені у Внутрішніх Карпатах і Альпах (тип верукано) і характерні для низів тріасу (і верхів пермі ?) Чивчинської ділянки Мармароського масиву, проте розвинені вони не завжди. На конгломератах залягає товща (потужністю до 100 м) сірих масивних і товстошаруватих брекчієподібних доломітів та доломітововапнякових брекчій, яка в рельєфі творить стрімкі урвища. Доломіти сірі, темно-сірі, переважно мікрозернисті, розбиті тріщинами, заповненими яснішим розкристалізованим кальцитом чи доломітом, що і надає їм брекчієподібного вигляду. Власне брекчії складені необкатаними уламками (середніх розмірів 0, 3 – 0, 6 м) сірих масивних доломітів, іноді вапняків, проміжки між якими заповнені карбонатним матеріалом. Стратиграфічно (і гіпсометрично по потоку Балтагул) вище незгідно (? – контакти не відслонені) лежать крейдові відклади соймульської (?) світи – сірі аргіліти та невідсортовані алевро-аргіліти з хаотичними нешаруватими текстурами, іноді з розсіяними дрібними включеннями псамітово-гравійного розміру необкатаних уламків глинистих порід.

В *розрізі № 2* по потоку Великий Прилучний (1 км вище гирла) – лівому притоку р. Перкалаб добре відслонені нижні ланки мезозойського розрізу (див. рис. А. 3). Тут у врізі дороги видно, як на протерозойських зелених кварцхлорит-серицитових сланцях білопотоцької світи різко незгідно залягають наступні відклади (знизу вгору за розрізом):

- базальні конгломерати, такі ж як і в потоці Балтагул, складені обкатаною галькою кварцу та кременистим заповнювачем, потужність – 2-3 м;
- тонко-середньшаруваті червоні алевро-аргіліти і пісковики (3-4 м);
- пласт (1м) кварцових конгломератів, аналогічних до базальних; – сірі масивношаруваті доломіти, місцями брекчієподібні.



В *розрізі № 3* в 30 м вище по потоку піддоломітова строкатобарвиста товща має дещо інший вигляд (див. рис. А. 3). Тут на білопотоцьких метаморфітах залягають:

- червоні, рідше зелені алевро-аргіліти, товщина окремих шарів яких досягає 10 см, а загальна потужність – 2-3 м;

- пласт конгломератів, товщиною 1,5 м, складений галькою

різнообкатаного кварцу та силіцитовим заповнювачем;

- червоні, рідше зелені пісковики, алевро-аргіліти, переважно тонкошаруваті, потужністю до 3 м;

- масивні брекчієподібні сірі доломіти і вапняки, які тягнуться вгору по схилу 800 м, елементи їх залягання неясні, проте вірогідна потужність не перевищує 100 м.

Строкатобарвні породи, очевидно відносяться до пермі або до пермі – низів тріасу, а карбонатні – до тріасу. Гіпсометрично вище доломітів розміщені зелені кварц-хлорит-серицитові сланці, чорні кварцити та зеленокам'яні породи берлебаської світи (венд – нижній кембрій), які належать Діловецькій одиниці і насунені на тріасові утворення розрізу № 3. Тут чітко видно, що тріас лежать під Діловецьким покривом і належать Білопотоцькій одиниці (див. рис. А. 3).

В *розрізі № 4* у верхів'ях Перкалабу (лівого витoku Білого Черемошу) по його лівій притоці – потоку Мінчель також добре відслонена нижня межа мезозойських відкладів (див. рис. А. 3). В стрімких урвищах на правому березі потоку виходять на поверхню тектонізовані діафторовані зелені кварц-хлоритсерицитові відклади білопотоцької світи, на яких з кутовою незгідністю залягають червоні шаруваті кременисті аргіліти потужністю 0,2-0,3 м (перм?), вище яких розміщується пласт (2 м) конгломератів. Останні є типовими для цієї частини розрізу і складені галькою виключно кварцового складу, зцементовану червонобарвистим кременистим матеріалом. Теригенні породи вгору за розрізом змінюються сірими брекчієподібними доломітами. В лівій притоці Мінчелю

пласт конгломератів відсутній і доломіти лежать безпосередньо на червоних кременистих аргілітах.

**Розрізи тріасово-юрських відкладів (№ 5–6). Чивчинська ділянка Мармароського масиву (рис. А. 3).** Розрізи описані з М. Тернавським [65].

В *розрізі № 5* у верхів`ях р. Сарата (правого витoku Білого Черемошу) в селі Сарата (див. рис. А. 3) відсутні червонобарвисті пермські (?) відклади. Тут на метаморфічних сланцях безпосередньо залягають кварцові конгломерати (пот. до 3 м). Вище них розташована карбонатна товща. Нижня її частина представлена темно-сірими, а верхня – світло-сірими і рожевими масивними неясношаруватими брекчієподібними вапняками і вапняковими брекчіями. Загальна потужність тріасових утворень досягає 100 м. Виходи карбонатних порід у верхів`ях Сарати тяжіють до фронту насуву Мармароського масиву на флішові Карпати. Вапняки мають вигляд крупних (до сотень метрів) брил. Вони є або олістолітами в олістостромі рахівської світи, або тектонічними лінзами, “заклиненими” перед чолом Мармароського насуву. В цьому ж розрізі північніше тріасових карбонатів (контакти невідслонені) фрагментарно відслонюються строкатокольорні (червоні і зелені) тонко- середньшаруваті алевроліти та пісковики, які мабуть відносяться до юри (нижньої частини балтагульської світи).

В *розрізі № 6* по лівому притоку р. Сарата фрагментарно відслонюються червоні тонколаміновані і гомогенні силіцити (балтагульська світа в тектонічних лінзах Мармароського насуву ?) і, гіпсометрично вище біля вододілу хр. Чорний Дів – сірі карбонатні породи тріасу (див. рис. А. 3). Останні творять скелясті урвища і, вірогідно, незгідно (контактів не видно) перекривають метаморфіти білопотоцької світи.

Повніше юра розвинена на Рахівській ділянці Мармароського масиву, що відображено в графічному вигляді (див. рис. А. 3) та основному тексті роботи.

**Розрізи крейдово-палеогенових відкладів (№ 7, 8; Вежанський покрив); юрсько-палеогенових відкладів (№ 9–11; Пенінська зона та**

**Монастирецький покрив); юрсько-нижньокрейдових порід (№ 12; Кам'янопотоцький покрив) (рис. А. 6) представлені в графічному вигляді і частково описані в основному тексті дисертаційної роботи.**

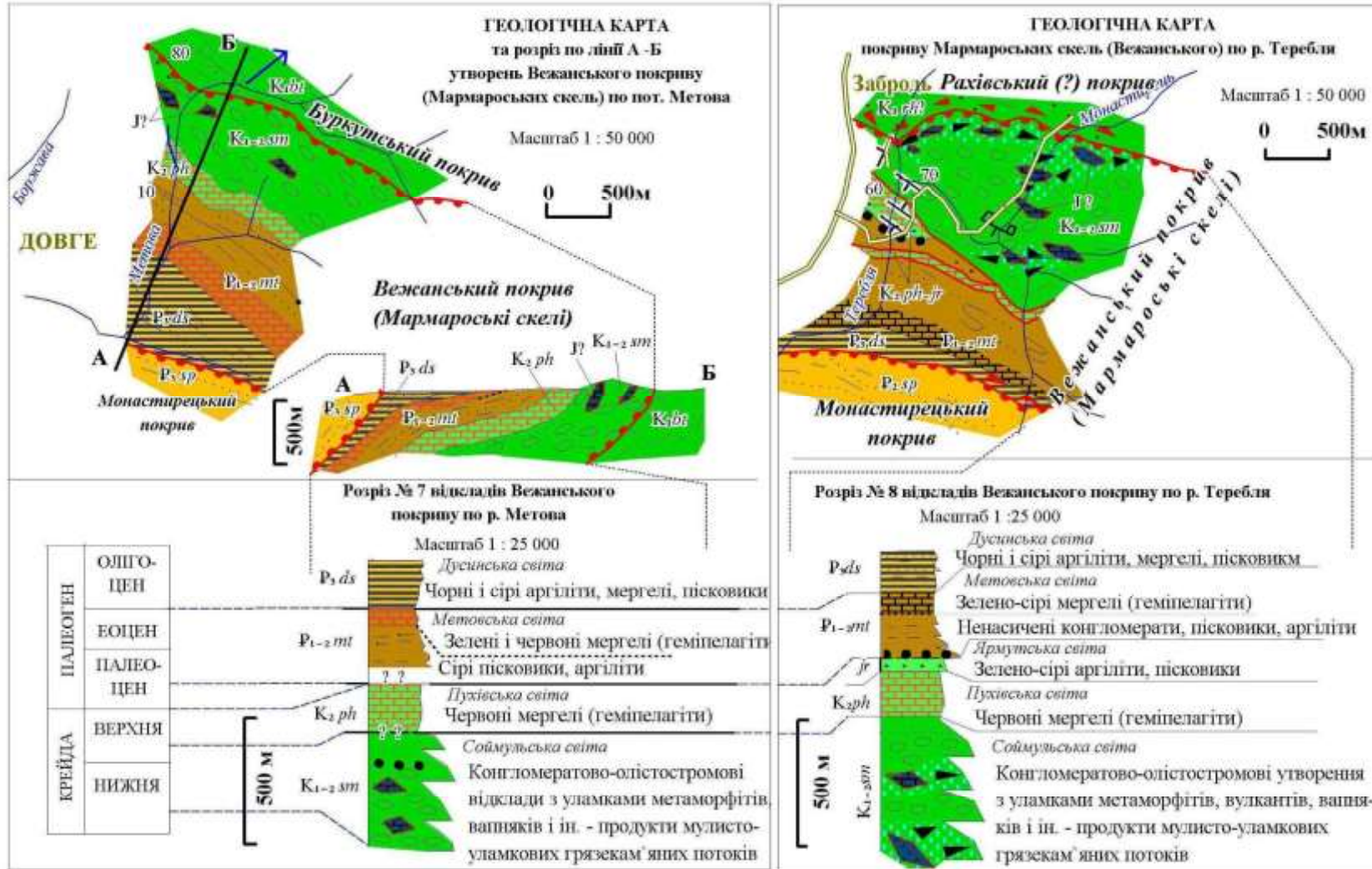


Рис. А. 4. Геологічні карти та розрізи № 7, 8 утворень покриття Мармароських скель (Вежанського) по пот. Метова в басейні Боржави та по р. Теремля. Склав О. М. Гнилко, враховані матеріали [84].



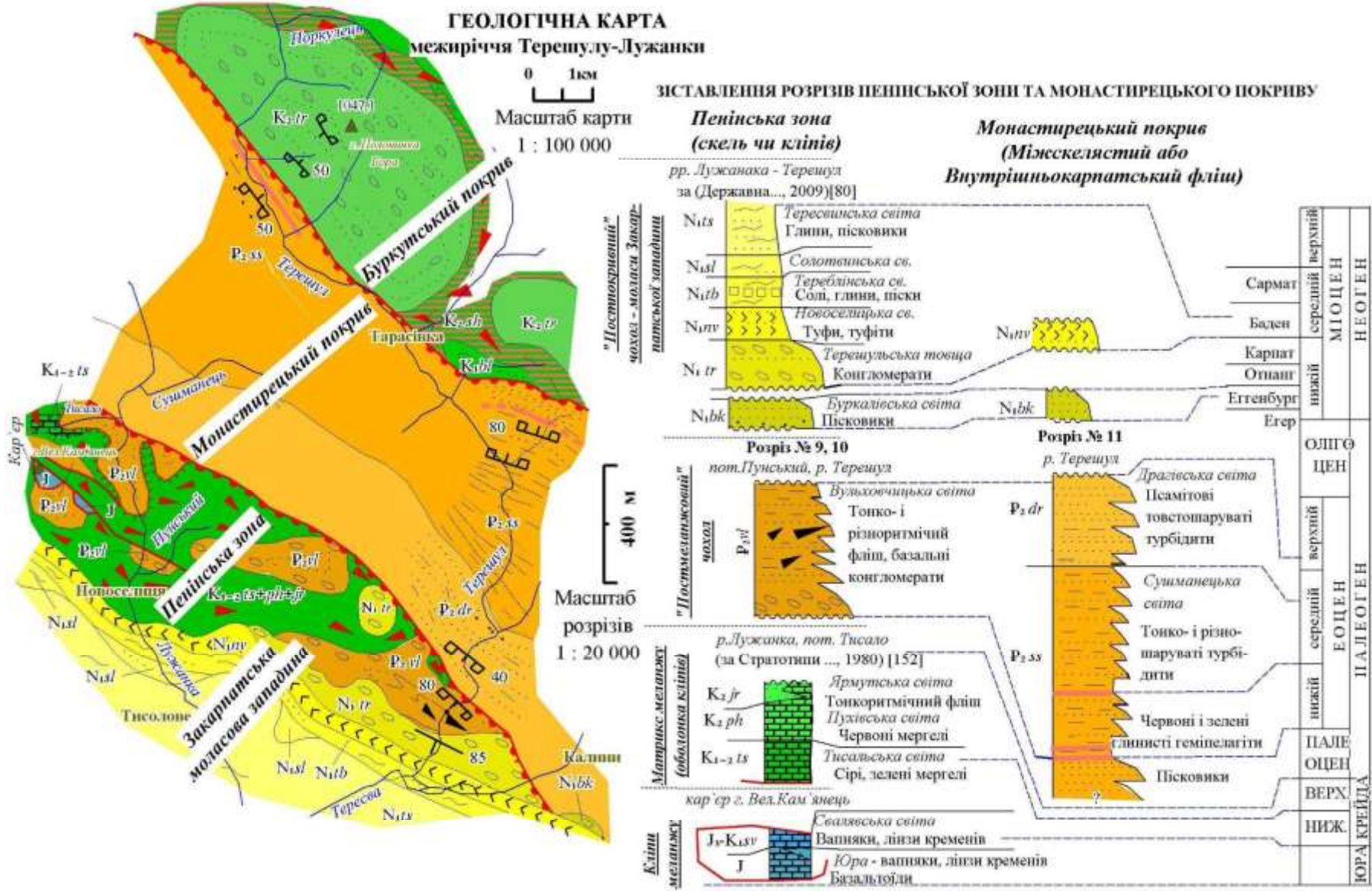


Рис. А. 5. Геологічна карта та розрізи № 9 - 11 утворень Пенінської зони та Монастирецького покриву в межиріччя Лужанки - Терешулу. Склад О. М. Гнилко, враховані [76, 84, 166, 220].

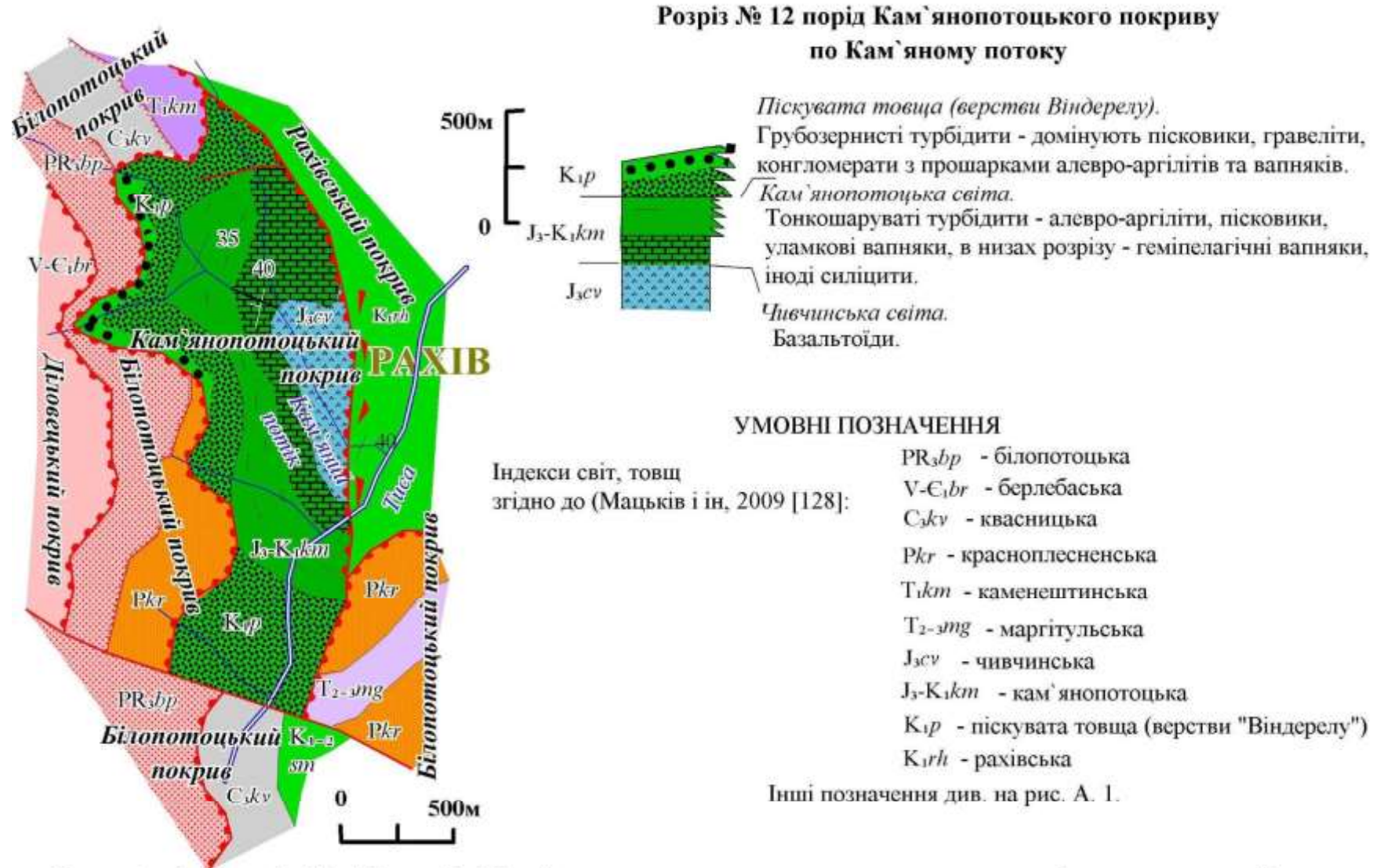


Рис. А. 6. Розріз № 12 порід Кам'янопотоцького покриву та геологічна карта району Кам'яного потоку (басейн р. Тиса біля Рахова).

Склав О. М. Гнилко за матеріалами [84, 152] та власними спостереженнями.



**Розріз нижньокрейдових відкладів рахівської світи у верхів'ях р. Сарата – правому витоку р. Білий Черемош (№ 13). Рахівський покрив.** (рис. А. 7). Тут в селі Сарата (поблизу церкви) відслонюється темно-сірий тонко- і середньоритмічний фліш – алевро-псамітові турбідити з текстурами  $T_{abcde}$ ,  $T_{bcde}$ ,  $T_{cde}$ , що перешаровуються з геміпелагітами – темними аргілітами, світло-сірими і темно-сірими пелітоморфними вапняками. Відклади зім'яті в дрібні складки, серед них розвинені тектоніти – малопотужні зони, заповнені тектонічною брекчією чи глинкою тертя. Це нижня частина рахівської світи. Вище за течією спостерігається, що цей фліш поступово нарощується верхньою частиною рахівської світи – псефітово-псамітовою пачкою (потужністю до перших сотень метрів), складеною грубозернистими, грубокластичними турбідитами – різношаруватими гравелітами з прошарками псамітів (текстури  $T_{ab}$ ), лінзами (пот. 1-2 м) конгломератів. Псефіти містять гравій і гальку кварцу, метаморфічних порід, подібних до порід Мармароського масиву, а також необкатані уламки (1-3 см) темно-сірих аргілітів рахівської чи кам'янопотоцької світ. Породи залягають субвертикально. Судячи з відбитків слідів палеотечій на нижніх поверхнях шарів турбідитів, розріз відкладів нарощується вгору по р. Сарата в бік Мармароського масиву.

Вище за течією р. Сарата (і розрізом) фрагментарно відслонюється олістострмова товща. Складається враження (відповідно до нарощування розрізу в бік масиву), що олістострома нормально перекриває псефітовопсамітову пачку рахівської світи і складає найвищу ланку світи. Матрикс олістостроми фрагментарно відслонюється в руслі потоку вище брилових виходів (олістолітів?) тріасових вапняків (вище с. Сарата). Він представлений седиментаційною брекчією, в якій темні аргіліти містять необкатані уламки, розміром до декількох сантиметрів, пісковиків, алевролітів, аргілітів, вапняків,

доломітів (тріасових ?). Текстура матриксу (брекчії) хаотична, проте вловлюється груба седиментаційна шаруватість.

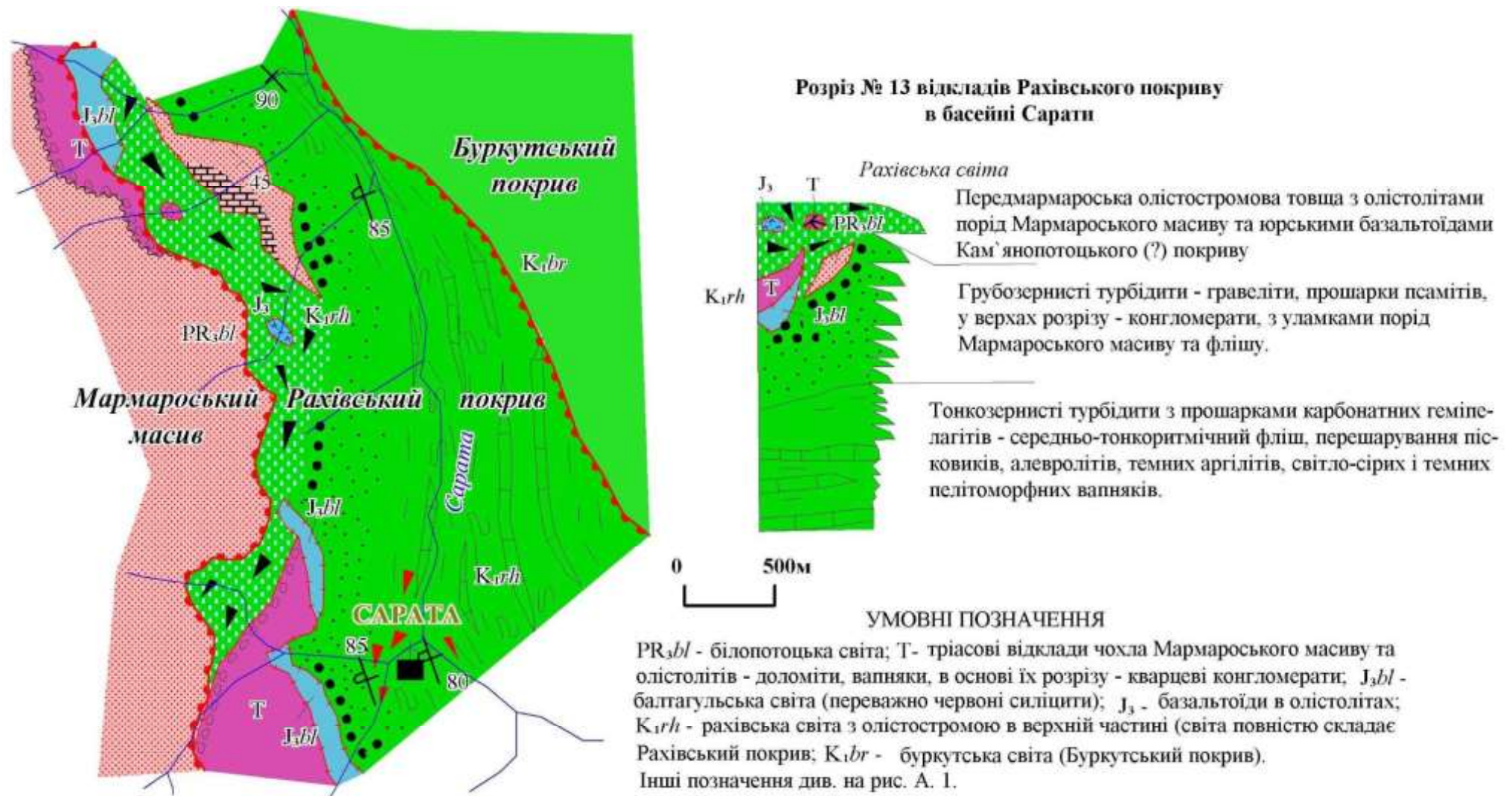


Рис. А. 7. Розріз № 13 відкладів Рахівського покриття в басейні р. Сарата. Масштаб карти і колонки 1: 35 000. Склад О. М. Гнилко.

До олістолітів, вірогідно, належать крупні брилові виходи тріасових карбонатів та юрських порід балтагульської світи в с. Сарата, а також виходи кварцевих тріасових конгломератів, метаморфічних порід в лівих притоках р. Сарата. В одному з таких притоків зафіксований невеликий олістоліт базальтоїдів чивчинської світи (J<sub>3</sub> на рис. А. 7), розміщений в темно-сірих грудкуватих “засмічених” аргілітах матриксу олістостроми (див. рис. 4. 2).

Потужність олістостроми ~ 300 – 500 м.

**Розрізи юрсько-крейдових відкладів (№ 14–18). Буркутський покрив (рис. А. 8–А. 10).** Найнижчі ланки стратиграфічного розрізу Буркутської одиниці відслонюються по правому притоку р. Чорна Тиса – потоку Тростянець поблизу с. Кваси (див. рис. А. 9, *розріз № 15*). Тут вздовж русла Тростянця та його притоків виходить на поверхню тростянецька вулканогенна товща, іноді утворюючи скелясті урвища висотою до 40 – 50 м. Товща складена темносірими, зеленкуватими, яскраво-бурими масивними і мигдалекам’яними лавовими утвореннями основного складу, які чергуються з лавобрекчіями, вулканокластичними породами. Місцями спостерігається чітка подушкова окремість – так в 1300 м вище за течією від устя Тростянця відслонюються типові піллоу-лави. Подушки переважно овальної форми, розміром до 0,5–0,6 м, складені масивними та мигдалекам’яними базальтами, а міжподушковий простір – вулканогенно-карбонатним матеріалом. Відслонення ефузивних та вулканокластичних порід чергуються з виходами вулканогенно-осадових та осадових утворень. Останні представлені сірими, кремовими і рожевими пелітоморфними масивними, різношаруватими або брекчієподібними вапняками. Часто розвинені карбонатні брекчії з включеннями і уламками базальтоїдів різного розміру або ж ефузиви містять ксеноліти пелітоморфних вапняків.

Полеві спостереження показали, що вулканогенна товща складає фронтальну частину двох передових тектонічних лусок Буркутського покриву, насунених до північного сходу на інтенсивно зім'яті і деструктуровані флішові породи Красношорської або Свидовецької одиниць (див. рис. А. 9).

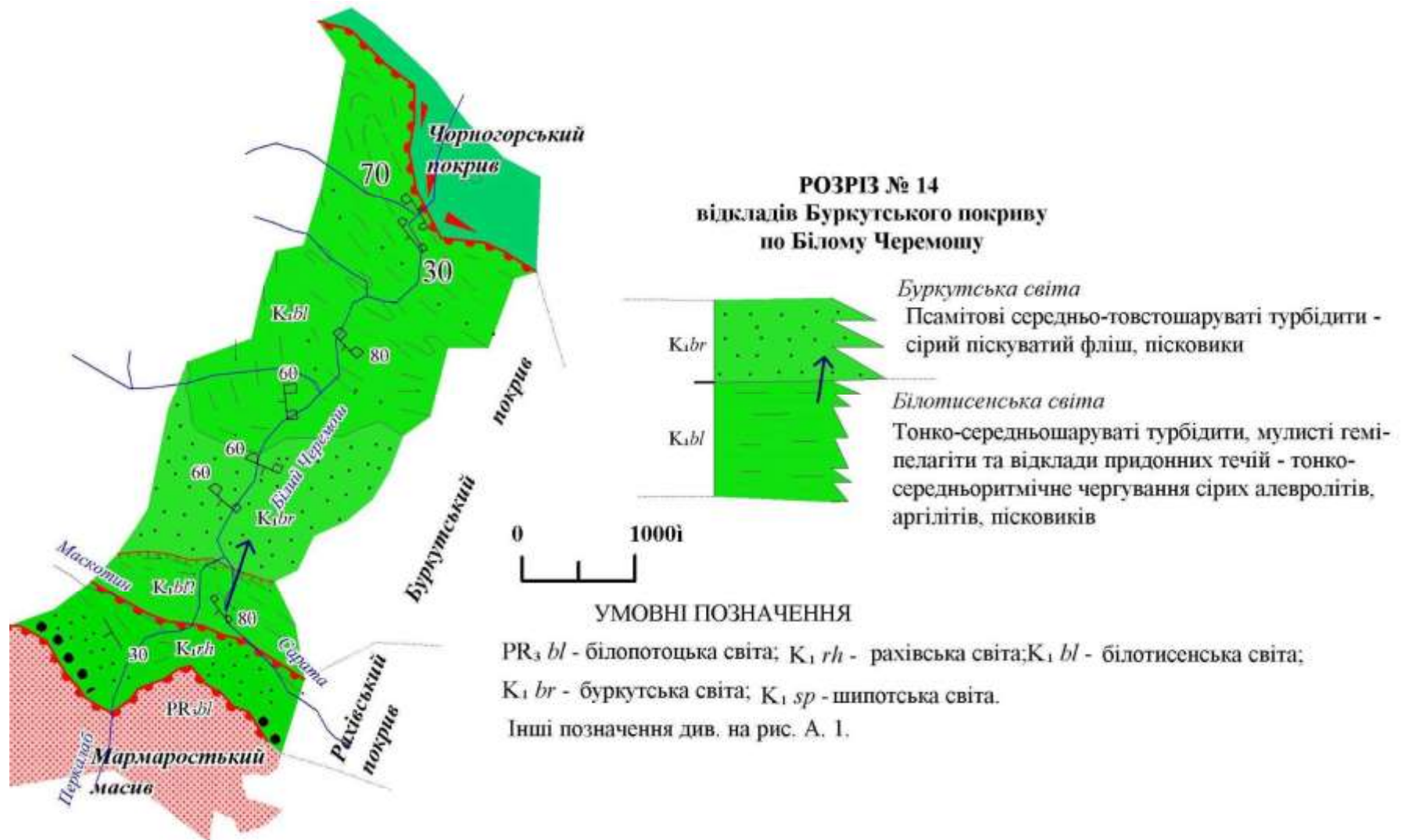
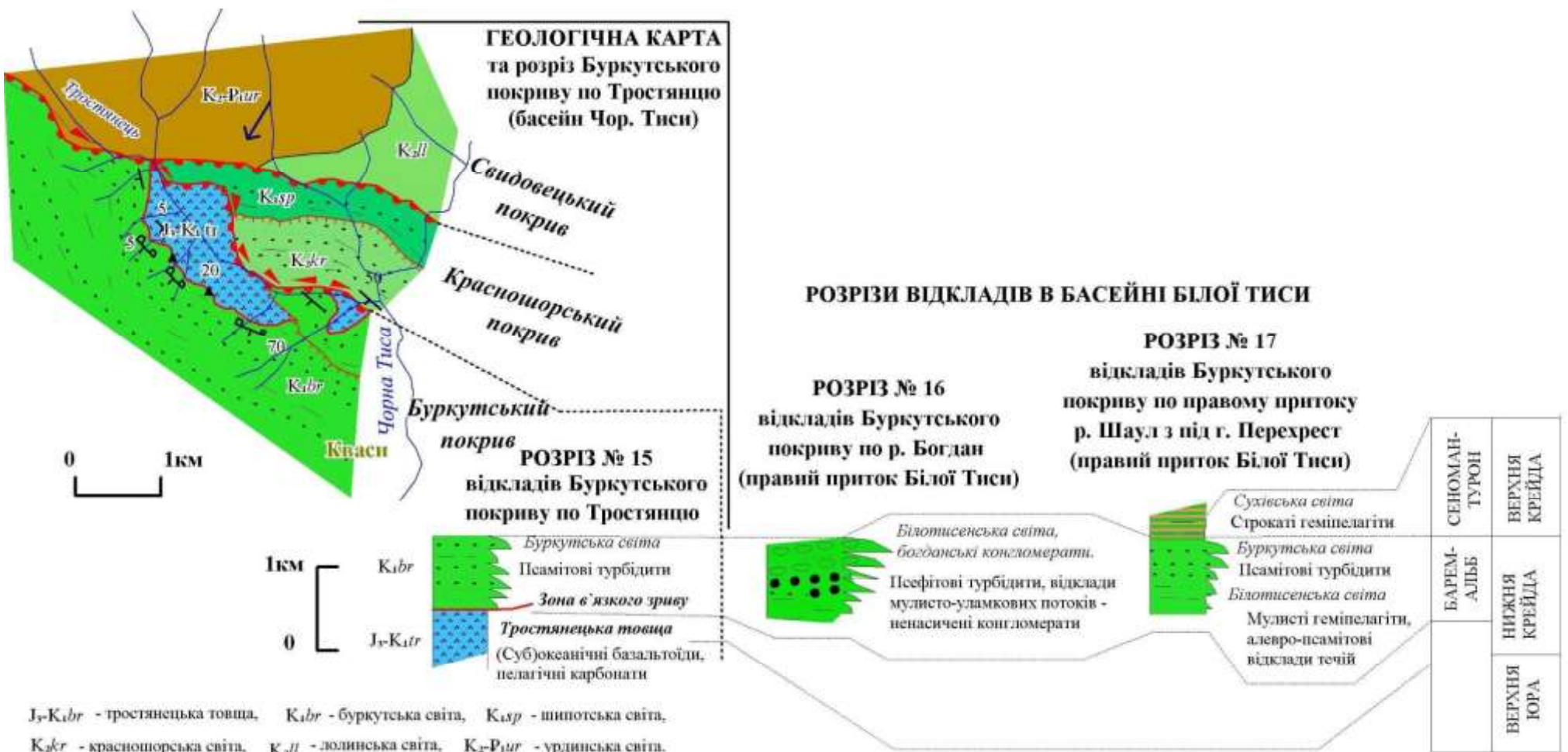


Рис. А. 8. Розріз № 14 відкладів Буркутського покриву по р. Білий Черемош, геологічна карта верхів'їв басейну Білого Черемошу. Масштаб карти і розрізу 1 : 60 000.

Склав О. М. Гнилко, 2008.





J<sub>3</sub>-K<sub>1br</sub> - тростянецька товща, K<sub>1br</sub> - буркутська світа, K<sub>1sp</sub> - шипотська світа,  
 K<sub>2kr</sub> - красношорська світа, K<sub>2dl</sub> - долиньська світа, K<sub>2-Pur</sub> - урдинська світа.  
 ▲ - відслонення, де спостерігались безпосередні контакти тростянецьких базальтоїдів та буркутських псамітів.  
 Інші умовні позначення див. на рис. А. 1.

Рис.А. 9. Розрізи відкладів Буркутського покриву в басейні Чорної та Білої Тиси (розріз № 15 по пот.Тростяню, розріз № 16 по р. Богдан та розріз № 17 по правому притоку р. Шаул), геологічна карта басейну пот. Тростянець. Масштаб карти і розрізів 1:75000. Склад О. М. Гнилко



$K_{1bl}$  - білотисенська світа,  $K_{1br}$  - буркутська світа,  $K_{2jl}$  - яловецька світа,  $K_{2tr}$  - терешовська світа,  $P_{2ss}$  - сушманецька світа  
Інші умовні позначення див. на рис. А. 1.

Рис.А. 10. Розріз № 18 відкладів Буркутського покриву та геологічна карта басейну р. Терешул (правий приток р. Тересви) в р-ні с. Тарасівки. Масштаб карти 1 : 75 000, розрізів (колонок) - 1 : 37 500.  
Склав О. М. Гнилко, враховані матеріали [127].

Нижня частина тростянецької товщі зрізана насувом і її підшва не розкрита. Верхня її частина виходить на поверхню в більш внутрішній області передових лусок і перекрита флішовими відкладами буркутської світи. Характер цього перекриття – контакту вулканітів з буркутським флішем, нами вивчався у відслоненнях у руслах правих притоків Тростянця. Зазначимо, що майже завжди тут безпосередній контакт задернований і зараз відслонений тільки у двох місцях. Перше відслонення: на 2500 м вище гирла Тростянця знаходиться його права притока, у лівому витoku якої спостерігається контакт вулканітів з буркутською світою. Остання представлена шаруватими сірими алевролітами, аргілітами, пісковиками, що на кілька десятків метрів вище за потоком і за стратиграфічним розрізом поступово змінюються товстошаруватими поліміктовими пісковиками з прошарками алевро-аргілітів. Відклади полого, під кутом 5–15<sup>0</sup>, занурюються до південного заходу і лежать на вулканітах – бурувато-сірих лавокластитах чи туфах, що залягають аналогічно. Безпосередній контакт чіткий, тут розвинена зона потужністю до 0,5 м, заповнена сірими алевро-аргілітами, яким притаманна флюїдальна і масивна текстура, дрібні складки течії. Останні облягають або ж втикаються в невеликі нерівності “дна” на поверхні вулканітів. Стратиграфічно вище цієї зони алевро-аргіліти поступово стають паралельношаруватими і змінюються піскуватим буркутським флішем. Складається враження, що осади тут зазнали деформації ще в нелітифікованому стані – дрібні складки мають в’язкий характер, в них не спостерігаються крихкі брекчії, глинка тертя, кліваж, тріщинуватість, роздрібненість порід.

Характерне відслонення знаходиться в руслі правої притоки, устя якої розташоване вище гирла Тростянця на 2000 м. Тут спостерігаються базальтоїди, на яких лежать сірі поліміктові буркутські пісковики. Породи залягають однаково і субгоризонтально. В зоні безпосереднього контакту розвинена піскувата брекчія потужністю до 0,5 м, складена кутастими уламками чи неясними фрагментами пісковиків які “плавають” в цій же піскуватій масі.

Вулканіти в брекчії відсутні. Стратиграфічно вище (вверх за потоком) брекчія поступово трансформується в “нормальні” шаруваті пісковики – уламки як би “зливаються” між собою, перетворюючись в шари псамітів з внутрішньою масивною гомогенною текстурою. В зоні контакту і поблизу нього не спостерігається жорсткої тектонізації – катаклазу, глинок тертя, дзеркал ковзання тощо. Порода дещо нагадує осадову брекчію, проте, її приуроченість тільки до верхньої межі вулканітів і, водночас, відсутність вулканітів серед уламків, а також характер контактів цих піскуватих уламків, які ніби “втиснені” один в одній, зливаються між собою та з залягаючими вище шаруватими пісковиками, відсутність седиментаційних текстур у матриці брекчії вказують, що її походження пов’язане з деформацією м’яких слаболітифікованих піскуватих відкладів, що відбувалася на межі псамітів (вірогідно ще водонасичених) з жорстким субстратом – базальтоїдами.

В інших правих притоках Тростянця безпосередній контакт вулканогенних порід з буркутською світою нами не зафіксований – тут, як правило, на границі добре відслонених базальтоїдів та осадових порід, які залягають однаково, спостерігаються невідслонені ділянки розміром 0,5–1 м. В районі контакту слідів крихких катакластичних деформацій (глинок тертя, “жорстких” тектонічних брекчій, характерних тектонітів чорного кольору, прокварцювання тощо), сланцюватості, кліважу нами ніде не спостерігалось. Отже, буркутський піскуватий фліш ніби стратиграфічно перекидає тростянецькі вулканіти і тільки на їх межі фіксується малопотужна зона міжпластового в’язкого зриву [63]. Флішові утворення Буркутської одиниці, найвірогідніше, нагромаджувались на седиментаційному субстраті, складеному тростянецькими базальтоїдами.

Відклади, розвинені стратиграфічно вище контакту тростянецьких вулканітів з буркутською світою, відслонені в невеликих правих притоках Тростянця (див. рис. А. 9). Вони представлені тонкошаруватими, паралельно- і скісношаруватими сірими алевролітами, аргілітами, пісковиками, що на кілька

десять метрів вище за водотоками і за стратиграфічним розрізом поступово змінюються товстошаруватими поліміктовими пісковиками буркутського вигляду з прошарками алевро-аргілітів. У породах не спостерігаються турбідитні текстури Боума.

Вищі ланки стратиграфічного розрізу Буркутського покриву добре представлені по р. Білий Черемош (див. рис. А. 8, розріз № 14). Тут у фронтальній частині покриву, біля гирла правого притоку р. Білий Черемош – потоку Смітени, відслонюється середньоритмічний фліш білотисенської світи – перешарування зеленувато-сірих аргілітів, сірих різнозернистих поліміктових слюдистих пісковиків та алевролітів. Потужність окремих пластів коливається від перших дециметрів до метру. Текстури порід тонкошаруваті, паралельно- і хвилястошаруваті, в псамітах, іноді – масивні. Елементи Боума не виражені. Відклади утворюють крупну принасувну антиклінальну складку. Нижче по Білому Черемошу поширені уламки чорних тектонічних брекчій зони насуву Буркутського покриву та чорних аргілітів шипотської світи Чорногорського покриву.

Вище за течією ріки у висхідній стратиграфічній послідовності спостерігаються все вищі ланки білотисенської світи, загалом представлені потужною (біля 1000 м) товщею тонко-середньоритмічного флішу з окремими пачками товстошаруватих пісковиків. Тонко-середньоритмічний фліш складений сіро-зеленими, аргілітами, сірими слюдистими алевролітами і пісковиками. Рідко присутні лінзи (до 10 см) чорних аргілітів. Сірі аргіліти часто змішані з частинками алевритистоно розміру, при цьому зникають чіткі границі між аргілітами та алевролітами. Псамітам притаманні масивні, паралельношаруваті і скісношаруваті текстури. Алевроліти, алевро-аргіліти характеризуються тонкошаруватими скісно- і паралельношаруватими текстурами. Аргіліти, переважно, – паралельношаруваті чи гомогенні. Елементи Боума в цьому фліші не виражені або слабовиражені типу  $T_{abc}$ ,  $T_{bc}$  чи  $T_{cde}$ . Пачки

(потужністю до десятків метрів) товстошаруватих пісковиків в білотисенському фліші складені сірими різнозернистими слюдистими псамітами, яким притаманні масивні і тонкопаралельно- чи скісношаруваті текстури без чітких елементів Боума. Іноді вловлюються елементи типу  $T_{abc}$ . Потужність окремих пластів псамітів досягає 1 – 2 м.

Вгору по руслу Білого Черемошу в 1 км вище гирла потоку Хвоєнник відслонюються буркутська світа, яка нормально нарощує білотисенську. Її виходи тягнуться по руслу Білого Черемошу до місця злиття рр. Перкалабу і Сарати і ще 700 м вище по долинах цих обох рік (див. рис. А. 8, *розріз № 14*). Буркутські утворення представлені потужним (~ 1000 м) сіробарвистим піскуватим товсторитмічним, іноді різноритмічним флішем, товстошаруватими, часто плитчастими пісковиками. Пісковики різнозернисті, іноді з домішкою гравелітового матеріалу, слюдисті, поліміктові (кварцу до 60-85 %), містять уламки темних необкатаних аргілітів розміром до перших міліметрів. Пласти пісковиків мають середню потужність до 0,5 – 2 м, досягають 3 – 6 м. Вони характеризуються масивними, паралельно- і хвилястошаруватими текстурами. Пласти амальгамовані (тобто впритул наближені одини до одного) або розділяються хвилястошаруватими, паралельношаруватими алевролітами та алевро-аргілітами потужністю до перших сантиметрів, іноді дециметрів. Буркутським відкладам притаманні слабо виражені текстурні елементи Боума типу  $T_a$ ,  $T_{ab}$ ,  $T_{abc}$ , на нижній їх поверхні помітні сліди течій та волочінь, які вказують на північ – північно-західний напрям переміщення придонних потоків.

Вище злиття рр. Перкалабу та Сарати зафіксована пачка (до 150 м) тонкоритмічних і середньоритмічних глинисто-алевритистих відкладів без чітко виражених турбідитних текстур. Їй притаманні тонкопаралельно- та скісношаруваті текстури. Ця пачка має “білотисенський вигляд” і стратиграфічно нормально нарощується товстошаруватими сірими типово буркутськими пісковиками. Можливо, ця пачка належать вже іншій невеликій тектонічній



лусці, яка насунена на вищеописані буркутські псаміти крупної передової луски Буркутського покриву. На ці утворення насунений Рахівський покрив, насувна поверхня якого фіксується по р. Перкалаб в 100 м нижче гирла р. Маскотин.

По р. Біла Тиса вище села Богдан та по її правому притоку – р. Богдан, в верхній частині розрізу Буркутської одиниці, який тут складений білотисенською світою, відслонені конгломерати (богданські) (див. рис. А. 9, розріз № 16). Подібні конгломерати (броньківські) розвинені по потоку Бронька в басейні р. Боржава. Ці конгломерати мають внутрішньоформаційний характер і утворюють потужні (до 100 м) седиментаційні лінзи серед різноритмічного флішу. Іноді спостерігаються фаціальні переходи конгломератів до гравелітів і пісковиків навколишнього флішу. Грубокластичні породи містять різнообкатані уламки метаморфічних, магматичних та осадових порід, які мають свої аналоги на Мармароському масиві [114], а також необкатані класти базальтоїдів та флішових порід, подібних до порід Кам'янопотоцького та Рахівського покривів. Псефіти характеризуються великою (> 50 %) кількістю піскувато-гравійного погановідсортованого матриксу, в якому хаотично розміщені більш крупні, як правило, поганообкатані уламки. Це свідчить про їх нагромадження з уламкових грязекам'яних потоків (debris-flow), можливо, в підводних палеорулах.

Подібні до описаних в розрізах (див. рис. А. 8 – А. 10) нижньокрейдові відклади, які, проте, різняться більшою чи меншою кількістю піскуватого і, місцями, гравійно-галькового матеріалу, поширені по всій території Буркутської структурно-фаціальної одиниці, зокрема по р. Чорний Черемош, де описаний стратотип [166] буркутської світи, в басейні р. Тиса, де знаходиться стратотип білотисенської світи [166].

В східному сегменті Буркутської одиниці (басейни Шопурок, Чорної та Білої Тиси, обох Черемошів) її розріз складений тільки нижньокрейдовими утвореннями, і лише в окремих місцях (у витоках правих притоків Білої Тисим – потоків Бребоя та Шаул) нижньокрейдовий фліш нарощується сеноман-

туронськими строкатобарвистими глинистими відкладами (див. рис. А. 9, *розріз № 17*). Так, в усті правого притоку Шаулу, в 1 км вище плотини, відслонюється тонко-середньоритмічний (до 0,6 – 0,8 м) сірий фліш білотисенської світи, складений поліміктовими алевролітами та алевро-аргілітами з хвилястошаруватими текстурами. Елементи Боума в ньому не виражені. Вгору за течією притоку та за стратиграфічним розрізом алевро-глинистий фліш біля вершини гори Перехрест поступово нарощується піскуватим флішем – псамітовими середньозернистими турбідитами буркутської світи. Остання в районі вершини цієї гори складає ядерну частину синклінальної складки. На вершині (гори Перехрест) в ядрі складки спостерігаються висипки червоних і зелених вапнистих аргілітів сухівської світи (сеноман-коньяк). Аргілітам притаманні гомогенні масивні чи паралельношаруваті текстури, які формувались при фоновій (гемі)пелагічній седиментації.

В західному сегменті Буркутської одиниці в межиріччі Тересви – Боржави нижньокрейдовий білотисенсько-буркутський комплекс відкладів поступово нарощується верхньокрейдовими утвореннями сухівської та терешовської світ. Типовий розріз цих утворень виходить на поверхню в басейні р. Терешул (Терешова) – лівому притоку р. Тересви (див. рис. А. 10, *розріз № 18*). Тут Буркутський покрив складений двома тектонічними лусками – першої передової та другої тильної. В другій лусці нижньокрейдові відклади представлені різноритмічним білотисенським флішем. Вище лежать сеноманконьякські породи сухівської світи, які проте, сильно тектонізовані – в них розвинені зони тектонічних брекчій та дрібних складок, що, зокрема, спостерігаються по потоку Поркулець (лівому притоку р. Терешул). Хоча по цьому потоці виділені лектостратотип сухівської світи та стратотип поркулецької світи, непорушеної послідовності відкладів тут немає і в літературі, для цього району, подаються зведені розрізи згаданих стратонів [152]. Найнижча частина розрізу сухівської світи (контакт з білотисенською світою задернований), вірогідно, відслонюється

~ в 1500 м вище гирла пот. Поркулець по лівому його витoku, де виходять на поверхню зеленувато-сірі глинисто-алевритисті грудкуваті мергелі. Породи внутрішньо гомогенні зі слабо вираженою паралельною шаруватістю і, за текстурними ознаками, відносяться до геміпелагічних утворень. В 20 м вище за розрізом (і по руслу потоку) в мергелях (?) лежить пачка (кілька десятків метрів) сірих слюдистих різнозернистих поліміктових шаруватих пісковиків без ясно виражених турбідитних текстур. Вгору по руслу протягом ~ 500 м тягнуться виходи зім'ятих в дрібні складки червоних і зелених, іноді чорних, вапнистих аргілітів з тектонічними лінзами розміром до кількох метрів різнозернистих сірих пісковиків. Аргіліти характеризуються гомогенними і паралельношаруватими тектурами, притаманними (гемі)пелагічним седиментам. Ця строката пачка сухівської світи, вірогідно, має незначну потужність (< 100 м). Вище по руслу притоку – значний (~ 500 м) невідслонений інтервал, після якого виходять на поверхню теригенні породи терешовської світи. Верхні ланки сухівської світи, вірогідно, розвинені поблизу гирла Поркульця, де представлені зеленуватосірими масивними гомогенними і слабопаралельношаруватими алевритистими мергелями. В породах зустрічаються “були” сферосидеритів розміром до кількох дециметрів. Мергелі сильно тектонізовані – місцями, перетворені в тектонічну брекчію, яка містить згадані “були” – стяжіння і будини сидеритів, а також будини пісковиків.

Отже, сухівська світа представлена геміпелагічними зеленувато-сірими і строкатобарвистими глинисто-мергелистими утвореннями, іноді з домішками піскуватого матеріалу. Подібними геміпелагічними карбонатними відкладами вона складена і в інших розрізах Буркутської одиниці. Проте в деяких розрізах зовнішніх лусок цієї одиниці глинисті відклади некарбонатні чи слабокарбонатні, тут породи не реагують з розчином соляної кислоти. Іноді світа не містить строкатобарвистих, а тільки зеленувато-сірі седименти. Необхідно також відмітити, що глинисті седименти світи, внаслідок своїх пластичних

фізичних властивостей, як правило, сильно дислоковані, що затруднює встановлення первинного їх розрізу.

В розрізі другої луски Буркутського покриву в басейні р. Терешул (див. рис. А. 10, *розріз № 18*) на відкладах сухівської світи лежать верхньокрейдові утворення терешовської світи [166], які складають ядро доволі пологої брахіформної синклінальної складки. Вони в нижній частині (пот. 200 – 300 м) представлені сірими товстошарувати і різношаруватими різнозернистими пісковиками з лінзами гравелітів. Пласти псамітів амальгамовані або ж розділені тонкими пропластками темно-сірих аргілітів і алевролітів. Пісковики характеризуються масивними, іноді шаруватими текстурами – елементами Боума типу  $T_a$  і  $T_{abc}$ . У верхній частині (пот. 200 – 300 м) терешовської світи збільшується кількість грубоуламкових утворень. Серед грубозернистих масивношаруватих пісковиків з'являються потужні (до десятків метрів) седиментаційні лінзи гравелітів та конгломератів – відкладів потужних турбідитних і/чи грязекам'яних потоків. Уламковий матеріал в них складений метаморфічними, осадовими породами, гранітоїдами, подібними до порід Мармароського масиву, а також необкатаними фрагментами глинистоалевритистого флішу.

Інший вигляд терешовська світа має в цьому ж районі, але в розрізі відкладів, що заповнюють першу луску Буркутського покриву (див. рис. А. 10, *розріз № 18*). Тут вона представлена середньо- і тонкоритмічним флішем – перешаруванням темно-сірих пісковиків, алевролітів, темних до чорних аргілітів, мергелів і сидеритів. Цей фліш складений типовими “класичними” турбідитами з текстурами типу  $T_{abcd}$ , які переверстовуються з глинистовапнистими геміпелагітами. Він сильно дислокований – зім'ятий в дрібні складки, тому неясно яку частину розрізу терешовської світи представляє.

**Розріз крейдових відкладів (№ 19). Красношорський покрив (рис. А. 11).** Розріз знаходиться по долині р. Мала (Крайня) Шопурка і є типовим для

цього покpиву. Тут покpив складається з восьми невеликих тектонічних лусок (пронумерованих від передової до тильної частини покpиву), заповнених тільки крейдовими відкладами. Найнижчу частину розрізу репрезентує шипотська світа, яка у передовій першій лусці є типовою: представлена середньоритмічним флішем – середньозернистими турбідитами з добре вираженими текстурами Боума типу  $T_{abcde}$ ,  $T_{bcde}$ ,  $T_{cde}$ . Елемент  $T_a$  представлений середньо- і дрібнозернистими пісковиками з масивними внутрішніми текстурами і прямою градацією зерен (зменшення їх розміру доверху).





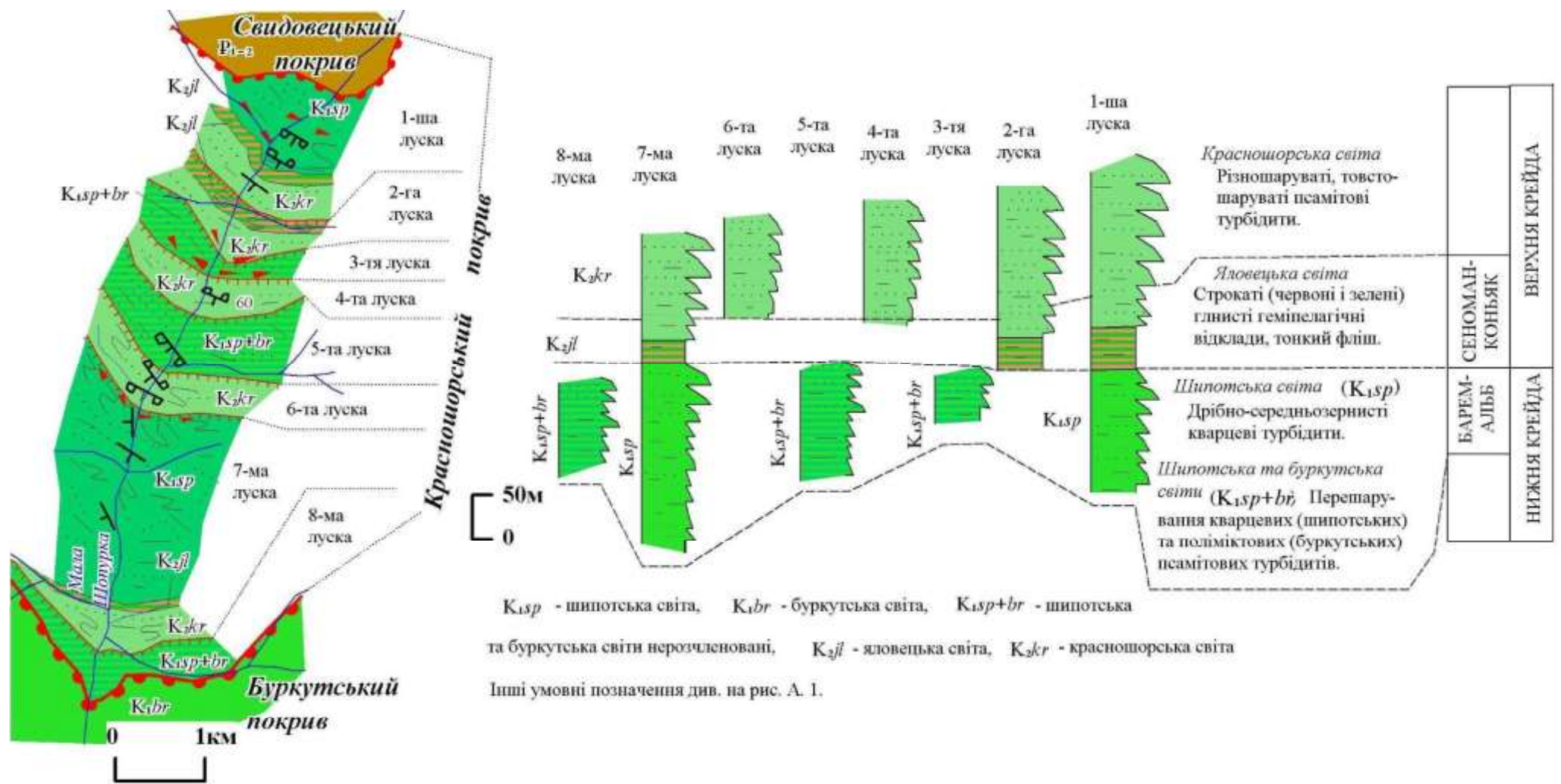


Рис. А. 11. Розріз № 19 відкладів Красношорського покриву та геологічна карта по р. Мала (Крайня) Шопурка. Масштаб карти 1 : 75 000, розрізів - 1 : 7 500. Склав О. М. Гнилко.

Елементи  $T_b$ ,  $T_c$  і  $T_d$  складені паралельно- і скісно- тонкошаруватими алевролітами, а  $T_e$  – чистими (без алевритистих домішок) аргілітами. Аргіліти, які відносяться або до верхнього елементу турбідитного циклу, або до геміпелагітів, характеризуються внутрішніми гомогенними чи тонкопаралельношаруватими текстурами, вони мають чорне, темно-сіре, рідше зелене забарвлення. Серед уламкового матеріалу в пісковиках і алевролітах домінує кварц (80-95%), а також польові шпати, присутні зерна глауконіту, цемент в них кременистий, що визначає “склистий вигляд” шипотських утворень.

Породи світи в передовій лусці зім’яті в дрібні складки. Нижня поверхня стратиграфічного розрізу луски зрізана поверхнею насування. Вище згідно залягають (також дислоковані) червоні і зелені паралельношаруваті аргіліти нижньояловецької підсвіти (до 50 м) – літифіковані продукти геміпелагічної седиментації. Вони поступово нарощуються зеленим тонкоритмічним флішем верхньояловецької підсвіти (до 100 м) – тонкозернистими турбідитами з текстурами типу  $T_{cde}$ , які переверстовуються з глинистими геміпелагітами. Розріз першої луски завершується красношорською світою (до 200 м) сірих полімікових різнозернистих середньо- товстошаруватих слюдистих пісковиків, гравелітів з необкатаними розсіяними (пудингова текстура) уламками чорних (шипотського типу) та зелених (яловецького типу) аргілітів. Текстури у кластичних породах світи або масивні чи пудінгові, притаманні відкладам зернових потоків, або характеризуються турбідитними елементами типу  $T_{abc}$ .

Розрізи відкладів інших, більш внутрішніх лусок Красношорського покриву в басейні р. Шопурки, як і в інших місцях, загалом, подібні до описаної стратиграфічної послідовності передової луски Красношорського покриву. Винятком є розріз шипотської світи, яка у внутрішніх лусках, іноді, окрім типово шипотських “склих” кварцевих пісковиків, містить окремі пласти і, навіть потужні пачки поліміктових слюдистих псамітів, подібних до пісковиків буркутської світи. Ці псаміти містять уламки метаморфічних порід і карбонатів

(Мармароського масиву ?), характеризуються турбідитними текстурами типу  $T_a$ ,  $T_{abc}$ . Їх наявність в Красношорській зоні відмічалась і раніше, також вказувалось на присутність в цій зоні найнижчих ланок шипотської світи – чорних аргілітів з лінзами сидеритів [94].

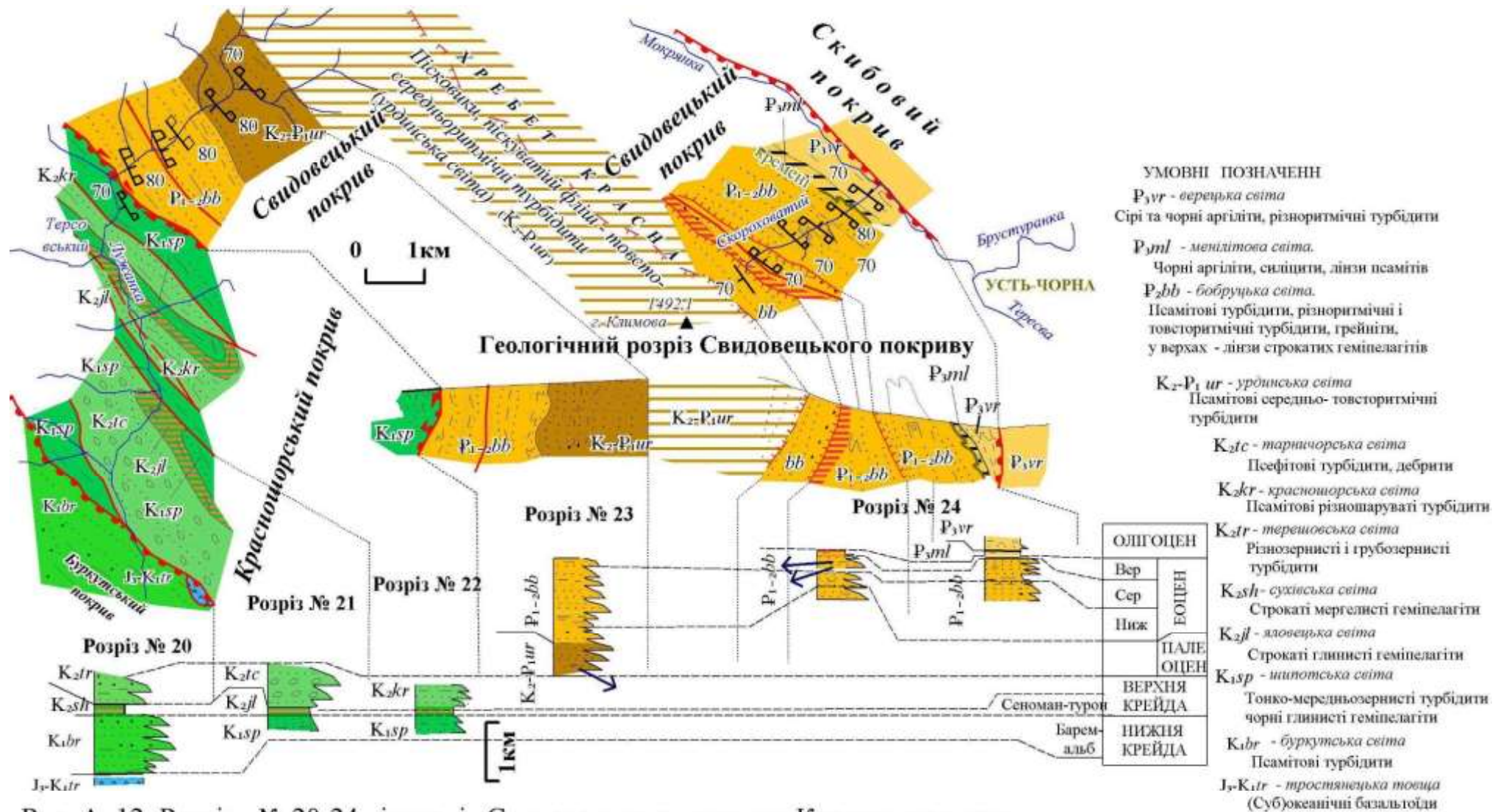
**Розрізи крейдових відкладів (№ 21, 22). Красношорський покрив (рис. А. 12).** Розрізи знаходяться в долині р. Лужанка, де, верхньокрейдіві утворення цього покриву зазнають фаціальних змін, які виражаються в збільшенні розміру зерен уламкових порід та товщини пластів,. Тут яловецька світа представлена піскуватим середньосаруватим флішем, в якому малопотужні червоні та зелені аргіліти перешаровуються з пластами пісковиків (до 0,5–2,5 м) красношорського типу [94]. Розміщена стратиграфічно вище красношорська світа досягає потужності 680 м [166], а в найбільш внутрішній лусці вона фаціально заміщується гравелітами та конгломератами, які відносяться [166] до тарничорської світи. Остання представлена потужною (до 500 м) псефітово-псамітовою товщею. Псефіти складені гравійногальковими невідсортованими різнообкатаними уламками, які містяться в різнозернистому піскуватому, іноді глинистому матриксі. Вони формують пласти потужністю до 2 – 3, іноді до 5 – 7 і більше метрів, яким притаманні масивні текстури зі слабо вираженою прямою та зворотньою градаційною шаруватістю, а також пудингові хаотичні текстури. Седиментологічні ознаки свідчать про їх нагромадження з високогустинних турбідитних чи грязекам'яних потоків. Пласти псамітів, що тяжіють до нижньої та верхньої частин товщі, характеризуються масивними текстурами (елементом  $T_a$ ) або текстурними елементами типу  $T_{abc}$ . Вони нагромадились завдяки діяльності турбідитних потоків середньої густини чи зернистих потоків. В складі уламкового матеріалу тарничорської світи домінує кварц (до 50-70 %), відмічені метаморфічні породи (сланці, гнейси) і вапняки, подібні до порід Мармароського масиву, а також флішові породи, зокрема необкатані класти (до 1-3 см) чорних аргілітів шипотської (?) світи.

**Розрізи крейдово-палеогенових відкладів (№ 23–25). Свидовецький покрив (рис. А. 12, А. 13).** Сенонські відклади Свидовецької одиниці вивчалась по р. Чорна Тиса та її правих притоках – пот. Гропинцю і ін. (див. рис. А. 13, *розріз № 25*), де вони представлені лолинською світою та нижньою частиною урдинської світи. По потоку Гропинцю в 150 м від його гирла відслонюються темно-сірі і чорні плитчасті аргіліти, вапнисті аргіліти, мергелі з прошарками (1-3, до 20-30 см) алевролітів, дрібно- і середньозернистих слюдистих пісковиків з карбонатно-кременистим цементом. Прошарки зернистих алевропсамытових порід характеризуються паралельно- і скісношаруватими внутрішніми текстурами, іноді серед них присутні лінзи чорних пелітів, формуючи флазерні текстури. Елементи Боума, а також відбитки турбідитних потоків в них не фіксуються. Аргіліти інтерпретуються як літифіковані продукти геміпелагічної седиментації, зернисті утворення – як седименти придонних течій. Такі відклади простежуються ~ 2300 м вгору за течією потоку, формуючи товщу (потужністю біля 500 м) лолінської світи. В товщі спостерігаються також прошарки (потужністю до перших сантиметрів) жовтуватих сидеритів з внутрішньо гомогенними текстурами, які вказують на їх геміпелагічне походження. В 1900 м вище гирла Гропинця в урвищах над його руслом серед порід світи спостерігається пласт, потужністю 1 м, глинистих відкладів з хаотичною внутрішньою текстурою і невеликими (до 2030 см) уламками поліміктових пісковиків. Це типові утворення грязекам'яних потоків. В верхній частині лолінської світи збільшується кількість (до 20-30 %) пісковиків та потужність їх окремих пластів, яка досягає 1 м. В пісковиках часто спостерігаються необкатані уламки (розміром до кількох сантиметрів) чорних аргілітів. В шарах псамітів, навіть значної потужності, турбідитні елементи Боума не виражені. Внутрішні текстури в них або масивні, або тонкопаралельно-, тонкоскісношаруваті і флазерні. Причому в багатьох випадках така тонка ламінація розвинена по всій поверхні розрізу псамітового шару. Це свідчить, що такі шари нагромадились в результаті діяльності придонних течій. Масивношаруваті псаміти, які містять

уламки аргілітів, інтерпретуємо як продукти зернових чи неструктурованих турбідитних потоків.



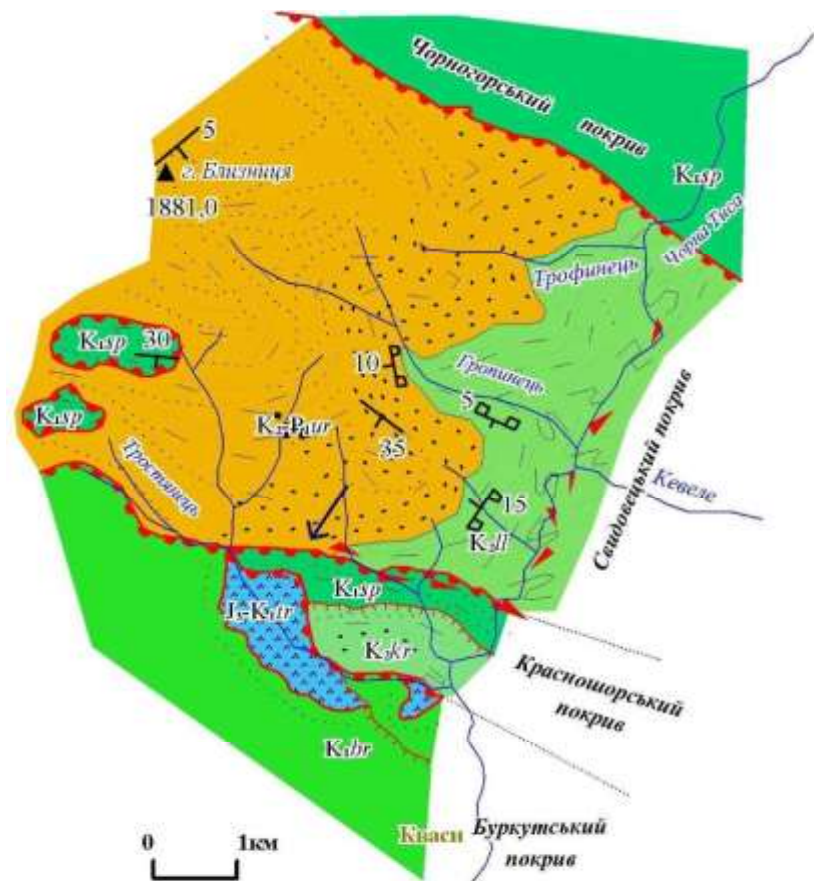




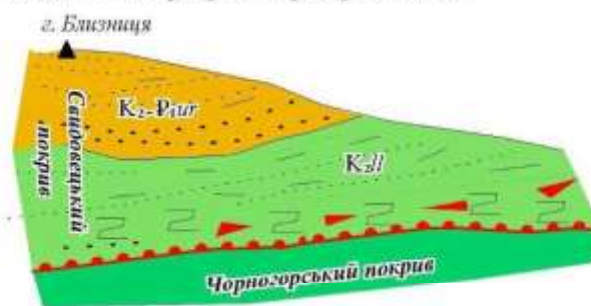
Інші умовні позначення див. на рис. А. 1.

Рис. А. 12. Розрізи № 20-24 відкладів Свидовецького покриву, Красношорського та Буркутського покривів, геологічна карта межиріччя Лужанки - Мокрянки.

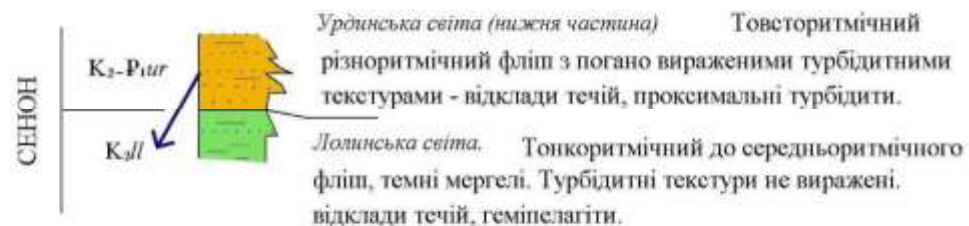
Масштаб горизонтальний та вертикальний 1 : 100 000. Склад О. М. Гнилко, враховані матеріали [84].



**Геологічний розріз по р. Грошинець**



**Розріз № 25 відкладів Свидовецького покрову по р. Грошинець**



J<sub>2</sub>-K<sub>1</sub>tr - тростянецька товща, K<sub>1</sub>br - буркутська світа, K<sub>2</sub>sp - шипотська світа, K<sub>2</sub>skr - красношорська світа, K<sub>3</sub>l - лолінська світа, K<sub>2</sub>-P<sub>1</sub>ur - урдинська світа.  
Інші умовні позначення див. на рис. А. 1.

Рис. А. 13. Розріз № 25 відкладів Свидовецького покрову по пот. Грошинець, геологічна карта правобережжя Чорної Тиси в районі г. Близниця. Масштаб горизонтальний та вертикальний 1 : 100 000.  
Склав О. М. Гнилко, враховані матеріали [84, 128].

Вище за течією Гропинця в 2300 м від його гирла можна спостерігати, як долиньські утворення поступово нарощується піскуватим флішем урдинської світи. Цей фліш, що залягає тут субгоризонтально, складає полонини в районі гори Близниця (1881 м). Його потужність сягає 1000 – 1200 м. Він, в нижній частині, складений товстошаруватими (до 1–1,5 м) різнозернистими слюдистими сірими пісковиками з карбонатним цементом, які неритмічно перешаровуюються з малопотужними (10–30 см, іноді більше – до 1 м) чорними аргілітами геміпелагічного походження. Пісковики характеризуються або тонкою паралельною і скісною ламінацією і інтерпретуються як відклади придонних течій, або масивною текстурою і, відповідно, відносяться до продуктів діяльності зернових чи слабоструктурованих турбідитних потоків. У верхній частині розрізу світи, фліш стає середньоритмічним, аргіліти (геміпелагіти) в ньому набувають сірих і зеленуватих барв. Серед псамітів, поряд з описаними вище тонкошаруватими відмінами, фіксуються пласти з елементами типу  $T_{abc}$ . Їх інтерпретуємо як “нормальні класичні” середньозернисті турбідити. Відбиті турбідитних течій в них вказують на південно-західні напрямки руху цих течій.

Сенонські відклади, вірогідно, завершують стратиграфічний розріз Свидовецького покриву в басейні Чорної Тиси. Найвищі ланки цього розрізу тут представлені у відслоненнях порід на вершині гори Близниця, звідки Л. Д. Пономарьова визначила (усне повідомлення) верхньосенонську мікрофауну. Західніше, в басейнах рік Шопурок, Тересви, Терєблі розріз цієї одиниці поступово нарощується палеогеновими відкладами. Ці відклади вивчались в басейнах рік Лужанка та Мокрянкa. Тут, за фауною аглютинованих форамінір С. Р. Гнилко [69] виділила біозони *Rzehakina fissistomata* (палеоцен), *Glomospira charoides* – *Recurvoides smugarensis* (нижній еоцен), *Reticulophragmium amplexans* (середній еоцен, лютет), *Ammodiscus latus* (середній еоцен, бартон), *Reticulophragmium rotundidorsatum* (верхній еоцен), що

дозволило значно уточнити вікову прив'язку палеоценово-еоценових відкладів Свидовецького покриву.

Палеоценова частина урдинської світи досліджувалась автором в верхів'ях Лужанки [69], де складена товщею (~ 350 м) піскуватого середньо- і товсторитмічного флішу, масивношаруватими пісковиками, підлеглими пакетами тонкоритмічного флішу. Пісковики є сірими, слюдистими, поліміктовими, різнозернистими, іноді з домішками гравелітового матеріалу, утворюють пласти потужністю до 1-2, іноді 5-6 м, місцями у верхах пластів змінюються алевролітами. Прошарки аргілітів, сірі і зеленувато-сірі гомогенні і паралельношаруваті. Псаміти характеризуються або масивними і пудінговими текстурами з прямою чи оберненою градацією зерен і тоді, відносяться до грейнітів, або ж складають нижні елементи турбідитних ритмів Боума ( $T_a$ ,  $T_{ab}$ ,  $T_{abc}$ ) і інтерпретуються як відклади потужних високогустинних каламутних потоків. Рідкі прошарки аргілітів, вірогідно, складають або найвищий елемент турбідитного ритму, або фонові геміпелагіти між турбідитними шарами.

Вище за стратиграфічним розрізом і, відповідно, нижче за течією Лужанки, в розрізі № 23, урдинську світу нормально нарощує бобруцька світа [69]. Палеоценова частина бобруцького стратону (пот. 550 м) виражена різноритмічним піщаним флішем з неясновираженими текстурами Боума, який відносим до турбідитів; окремими пластами (потужністю до перших метрів) масивних поліміктових пісковиків та гравелітів з гомогенними і пудінговими текстурами, які зачисляємо до грейнітів; прошарками сірих і зелених тонкопаралельноламінованих чи гомогенних аргілітів – літифікованих продуктів фонові геміпелагічної седиментації. Відклади нижнього еоцену (до 700 м) представлені різно- і товсторитмічним піщаним флішем (турбідитами), масивношаруватими пісковиками гравелітами (грейнітами), тонкими прошарками темно-сірих і зеленкуватих аргілітів геміпелагічного походження.



По р. Лужанка відслонюються лише низи середнього еоцену потужністю 200 м, виражені тонко-середньоритмічним флішем (турбідити, геміпелагіти) з окремими пластами, потужністю до перших метрів, масивних і пудингових поліміктових пісковиків і гравелітів (грейнітів). По потоку Скороховатий (розріз № 24) простежені відклади середнього і верхнього еоцену, що виражені різноритмічним чергуванням пісковиків, алевролітів з неясно вираженими текстурами Боума, які зачисляєм до турбідитів; пластами гомогенних і пудингових псамітів, які відносим до грейнітів; прошарками тонколамінованих чорних, сірих і зелених аргілітів геміпелагічного походження. До верхнього еоцену відноситься товща (потужністю 35 м) строкатих (червоних і зелених) тонкопаралельноламінованих аргілітів геміпелагічного походження, яка завершує розріз бобруцької світи Проте зауважим, що на думку попередніх дослідників [11, 166] строката товща розміщена в середній частині еоцену на межі бобруцьких і угороцьких верств, хоча чітких стратиграфічних доказів цьому не наводилось. За нашими даними [69] в строкатих утвореннях встановлені комплекси аглютинованих форамініфер зони *Reticulophragmium rotundidorsatum* (верхній еоцен). Виділені раніше, погано фауністично охарактеризовані угороцькі верстви [11], на нашу думку, є піскуватим флішем урдинської світи, який тектонічно насунений на бобруцькі утворення.

В еоценових псамітових турбідитах, відслонених по потоку Скороховатий, зафіксовані відбитки турбідитних течій, що вказують на південно-західний і західний напрямки перенесення уламкового матеріалу (див. рис. А. 12, розріз № 24). Попередні дослідники [13] зафіксували в палеоценово-еоценових турбідитах Свидовецької одиниці наступні напрямки переміщень потоків: повздовжні (до північного заходу), які домінують, та поперечні (до північного сходу та південного заходу).

Палеоценово-еоценові седименти в більшості тектонічних лусок Свидовецького покриву західніше басейну Чорної Тиси завершують стратиграфічний розріз цього покриву. Тільки в передовій частині покриву розріз деяких лусок вінчається малопотужними олігоценовими відкладами. Так в розрізі № 24 (див. рис. А. 12) еоценовий піскуватий фліш стратиграфічно нормально перекривається “підкремніевою пачкою” (пот. ~ 20 м), яка, вірогідно відноситься вже до менілітової світи олігоцену і складена середньоритмічним перешаруванням пісковиків, алевролітів, аргілітів. Пісковики і алевроліти суттєво кварцеві, поліміктові слюдисті з розсіяними уламками (розміром до 1 – 2 см) темних аргілітів. Вони складають шари потужністю 0, 4 – 0, 7 м з внутрішніми гомогенними, пудинговими і шаруватими текстурами і, вірогідно, відносяться до грейнітів чи продуктів неструктурованих турбідитних потоків. Пісковики, кількість яких в пачці досягає 60 – 70 %, перешаровуються з зеленувато-сірими і чорними листуватими аргілітами, потужність шарів яких досягає 0, 5 м. Ці пелітові утворення, мабуть, відносяться до літифікованих продуктів фонової геміпелагічної седиментації.

Вище лежить “кременистий” (“роговиковий”) горизонт (пот. 10 м), який в Карпатах є найхарактернішим горизонтом-маркером і належить менілітовій світі. Він тут складений, в основному, чорними листуватими тонкошаруватими чорними аргілітами (70 – 80 %) з прошарками і лінзами (пот. 8 – 10 см) чорних кременів, а також чорних пісковиків і алевролітів. В породах спостерігаються дрібні складки, можливо, підводно-зеувного генезису. Відповідно до своїх текстурно-структурних ознак, чорні аргіліти і силіцити відносимо до збагачених органічною речовиною (гемі)пелагітів, а алевро-псаміти – до продуктів діяльності придонних течій (турбідитних ?). На цьому горизонті лежить пачка (пот. 20 м), складена (на 80-90 %) характерними для менілітової світи чорними листуватими некарбонатними (не “закипають” в розчині соляної кислоти)



тонколамінованими аргілітами з яскраво жовтими нальотами ярозиту та бурими плівками оксидів заліза на поверхні вивітрювання. Олігоценові чорні аргіліти, іноді, в літературі називають “менілітовими сланцями”. Це типові геміпелагіти, збагачені органічною речовиною. Вони містять рідкі прошарки, потужністю до перших сантиметрів, літифікованих відкладів придонних течій – тонколамінованих темно-сірих алевролітів.

Менілітова світа, потужність якої тут досягає лише 50 м, поступово нарощується верецькою світою. Остання представлена тонкоритмічним, місцями середньоритмічним флішем, який має перехідний характер від чорних, збагачених органікою менілітових утворень до сірих порід кросненської світи. Тому цю світу, іноді називають “перехідною”. В ній в розрізі № 24 по пот. Скороховатому домінують аргіліти, які складають до 60 – 70 % її об`єму. Вони переважно сірі, карбонатні, містять незначну кількість (до 10 – 20 %) чорних відмін (“менілітових сланців”). Останні формують тонкі (пот. до кількох см) прошарки.

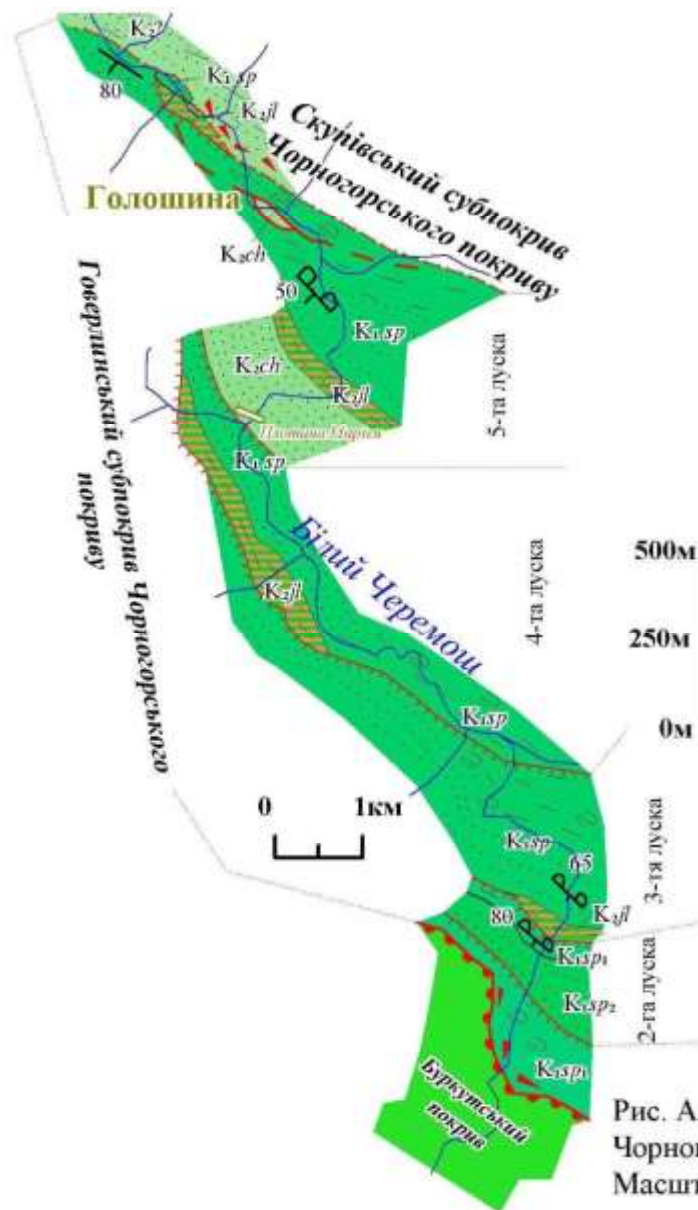
Аргіліти перешаровуються (потужність шарів до 5 – 25 см, рідко до 0, 5–0, 7 м) з різнозернистими слюдистими сірими поліміктовими пісковиками і алевролітами, яким притаманні паралельношаруваті і скісношаруваті, іноді гомогенні масивні текстури. Ці текстури іноді групуються в неясновиражені елементи циклу Боума типу  $T_{abc}$ ,  $T_{bc}$ .

За генезисом седименти світи відносимо до відкладів течій, слабоструктурованих турбідитних потоків та до геміпелагічних фонових утворень. До останніх, вірогідно, відносяться прошарки чорних аргілітів, а також якась частина сірих пелітів. Верецька світа завершує розріз Свидовецької одиниці. Її потужність в розрізі № 24 складає 200 м.

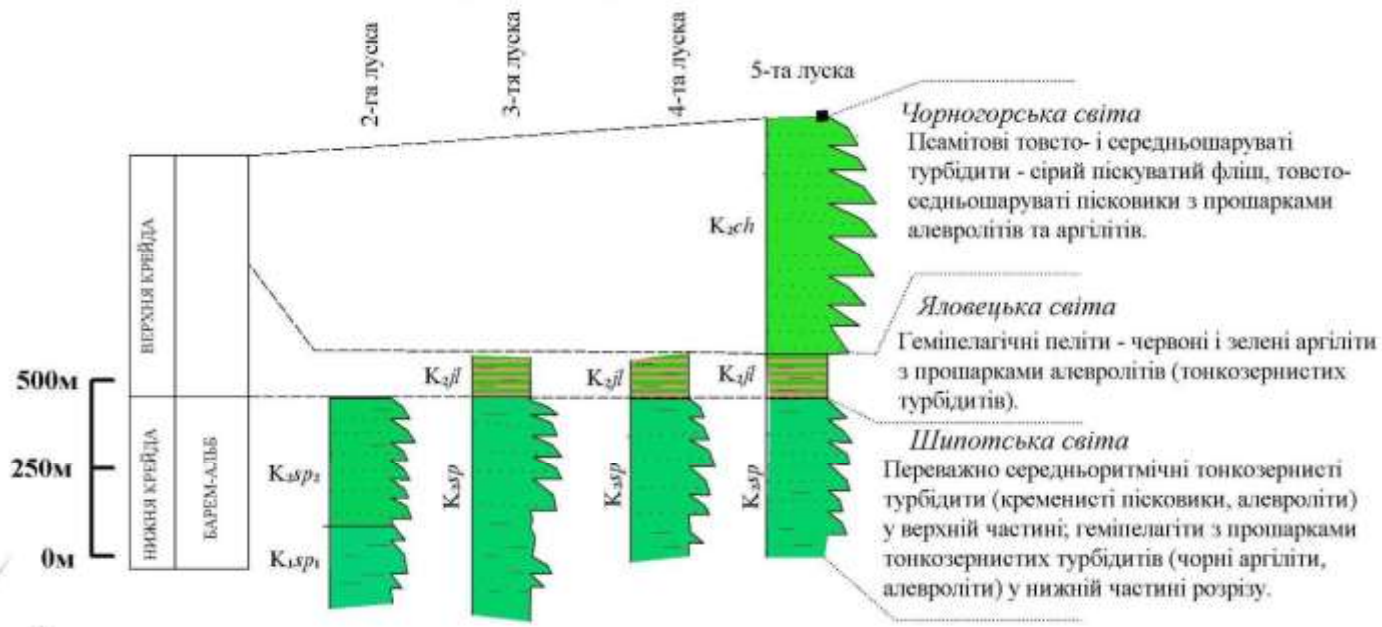
**Розрізи крейдових відкладів (№ 26, 28). Говерлинський субпокров Чорногорського покрову (рис. А. 14, А. 15).** Розрізи вивчені у відслоненнях по долині р. Білий Черемош (див. рис. А. 14, *розріз № 26*) та по р. Пробійній (див. рис. А. 15, *розріз № 28*).

По р. Білий Черемош в складі цього субпокрову фіксується п'ять невеликих тектонічних лусок. В першій, найбільш внутрішній лусці, розвинена тільки нижня частина шипотської світи (пот. 200 м) – чорні паралельношаруваті і гомогенні аргіліти з прошарками (до 1–2 дм) сірих пелітоморфних внутрішньо гомогенних сидеритів та тонкопаралельно- і скісноламінованих “склистих” суттєво кварцевих алевролітів. Аргіліти і сидерити відносяться до геміпелагітів, алевроліти – до відкладів придонних течій і/чи слабких турбідитних потоків. Домінують геміпелагічні утворення. В інших лусках представлена, також, і верхня частина світи (пот. 250–300 м), складена середньоритмічним флішем – темними до чорних середньо- і тонкозернистими “склистими” суттєво кварцовими пісковиками, алевролітами з кременистим цементом, які перешаровуються з чорними, рідше зеленими гомогенними і паралельношаруватими аргілітами.





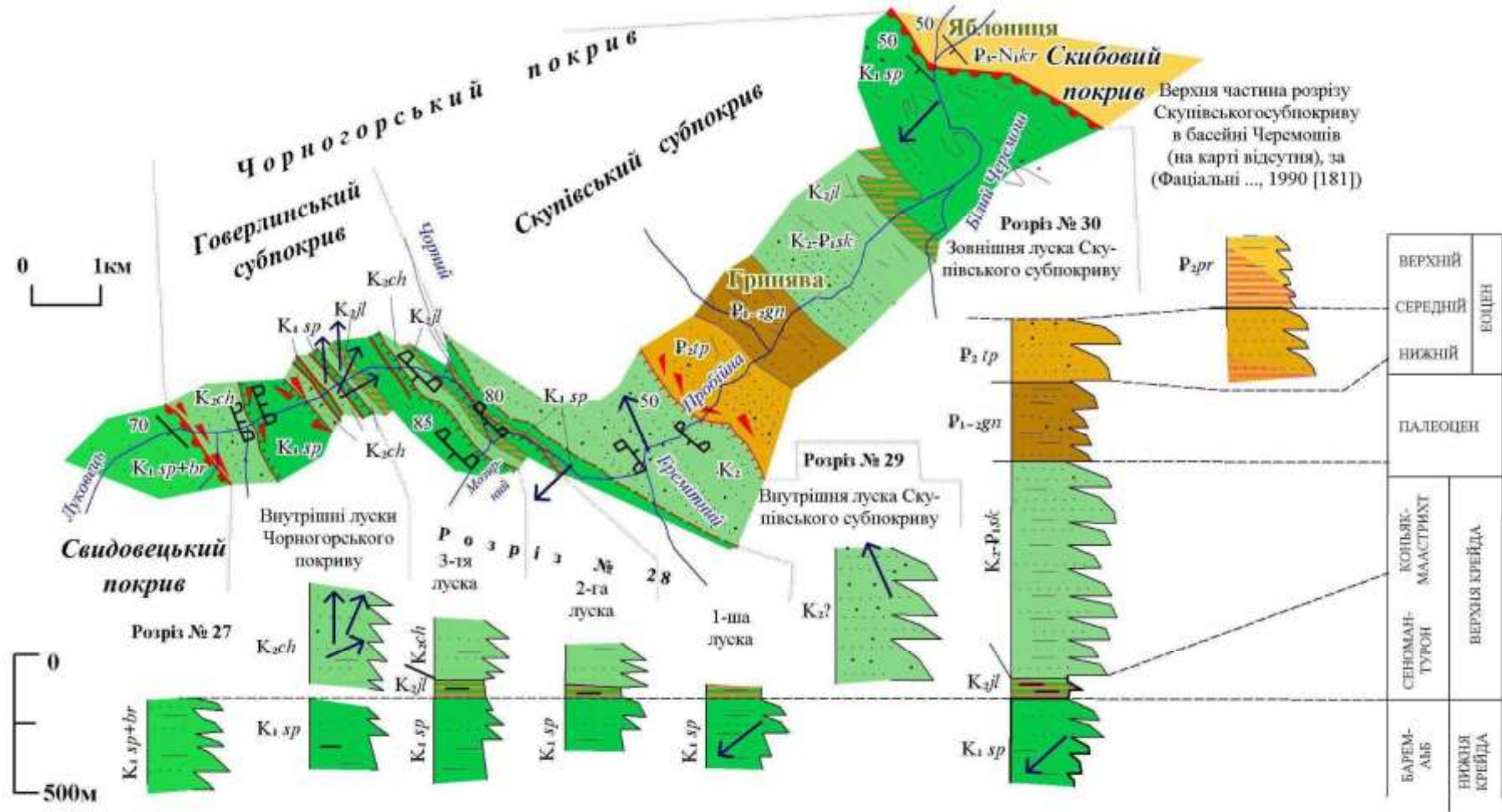
**Розріз № 26**  
**відкладів Говерлінського субпокриву Черногорського покриву**  
**по р. Білій Черемош**



Умовні позначення:  $K_{sp}$  - шипотська світа;  $K_{sp1}$  - нижня підсвіта,  $K_{sp2}$  - верхня підсвіта;  $K_{shl}$  - яловецька світа  
 $K_{sch}$  - черногорська світа. Інші позначення див. на рис. А. 1.

Рис. А. 14. Розріз № 26 відкладів Говерлінського субпокриву Черногорського покриву та геологічна карта по р. Білій Черемош. Масштаб карти 1 : 90 000, розрізів - 1 : 22 500.

Склав О. М. Гнилко, враховані матеріали [128].



$K_1 sp+br$  - шипотська та буркутська світи (середньозернисті турбідити - сірі поліміктові буркутські та чорні кварцеві шипотські середньозаруваті псаміти);  
 $K_1 sp$  - шипотська світа;  $K_2 jl$  - строкаті (зелені і червоні) геміпеллагічні глинисті утворення яловешкої світи;  $K_2 ch$  - чорногорська світа (товстошаруваті псамітові турбідити);  $K_2-P_1 sk$  - скупівська світа (середньозаруваті псамітові турбідити);  $P_1-agn$  - гнилицька світа (мергелисто-глинисті геміпеллагіти, псамітові турбідити);  $P_2 pr$  - топільчанська світа (грейніти, псамітові турбідити);  $P_2 tp$  - пародчинська світа (геміпеллагіти, тонкозернисті турбідити).

Рис. А. 15. Геологічна карта та розрізи № 27-30 відкладів Свидовецького та Чорногорського покриву по рр. Білому Черемошу, Пробійній, р-з Скупівського субпокриву в басейні Чорного Черемошу. Масштаб карти 1: 100 000, розрізів (колонок) - 1:25 000. Склад О. М. Гнилко, враховані матеріали [166].

Флішу притаманні добре виражені класичні елементи турбідитних ритмів типу  $T_{abcde}$ ,  $T_{bcde}$ , які вказують, що у верхній частині світи домінують продукти діяльності турбідитних потоків слабкої і середньої густини.

Яловецька світа в типовому вигляді добре відслонюється по р. Пробійна в 300 м нижче гирла потоку Мозирний в передовій (1-шій) лусці Говерлинського субпокриву (див. рис. А. 15, *розріз № 28*). Тут виходять на поверхню темні до чорних, суттєво кварцові алевро-псамітові, “класичні” середньосаруваті турбідити з текстурами типу  $T_{abcde}$ ,  $T_{bcde}$ ,  $T_{bc}$ . Потужність окремих турбідитових пластів досягає 0,5 – 1,5 м. Між ними знаходяться тонкі прошарки геміпелагітів – чорних, рідше зелених аргілітів та кількох пропластків тонколамінованих чорних силіцидів. Це утворення верхньої частини шипотської світи. На них нормально залягають строкатобарвисті відклади, які вже належать яловецькій світи. Вони складені перешаруванням (пот. шарів 10–30 см) червоних і зелених некарбонатних аргілітів, а також кількома пропластками (пот. 10–20 см) темно-сірих до чорних пелітів з домішкою алевритистого матеріалу. Границі між шарами червоних і зелених відмін порід дуже чіткі, що вказує на те, що забарвлення відкладів відбулось ще під час їхньої седиментації і не змінилось (або ж слабо змінилось) при діагенезі. Текстури у аргілітів гомогенні і паралельношаруваті, що свідчать про їх (гемі)пелагічне походження. Видима потужність строкатих утворень тут незначна – 20–30 м, на них насунені нижньокрейдові шипотські породи більш внутрішньої другої луски Говерлинського субпокриву. В другій лусці строкатобарвисті аргіліти демонструють подібні седиментологічні риси, проте тут, в гирлі потоку Мозирний, їх потужність досягає ~ 200 м.

В гирлі потоку Мозирного можна спостерігати, як яловецькі строкаті утворення нормально нарощуються середньоритмічним флішем чорногорської світи. Остання складена сірим середньоритмічним (ритми до 1 м) флішем – перешаруванням різнозернистих поліміктових слюдистих суттєво кварцових пісковиків, алевролітів, зеленувато-сірих гомогенних і



паралельнотонколамінованих аргілітів. Кількість пісковиків в розрізі досягає 50 %. У чорногорському фліші чітко виражені текстурні елементи “класичних” турбідитів –  $T_{abcde}$ ,  $T_{abc}$ ,  $T_{bcde}$ , які вказують, що процеси його формування пов’язані з діяльністю суспензійних потоків середньої густини. Більша частина аргілітів у цьому фліші, вірогідно, має геміпелагічне походження. Потужність чорногорської світи в другій лусці не перевищує 200 м, проте зростає до 600 м у більш внутрішніх лусках цього розрізу (№ 28). Верхня частина світи у внутрішніх лусках складена товстошаруватими різнозернистими пісковиками – турбідитами з текстурами  $T_{ab}$ ,  $T_{abc}$  та відкладами зернових потоків (грейнітами). Останні характеризуються масивними та пудінговими текстурами і містять необкатані уламки, розміром до 1–4 см, сірих і чорних аргілітів (шипотської світи?).

По р. Білий Черемош, де, поблизу плотини Марієн (див. рис. А. 14, розріз № 26) чорногорська світа добре відслонюється і де описаний [166] її стратотип, вона представлена товщею (пот. 720 м) масивних і товстошаруватих різнозернистих пісковиків, іноді гравелітів з різко підлеглими прошарками аргілітів і алевролітів. За генезисом це – середньо- і товстошаруваті турбідити та грейніти. Подібні утворення є найбільш характерними для світи, вони складають її і на Чорногорському хребті в районі г. Говерла. На нижній поверхні турбідитних пластів чорногорської світи спостерігаються відбитки слідів палеотечій, які вказують на північні та північно-східні напрямки переміщення турбідитних потоків (див. рис. А. 15). Подібні напрямки фіксувались і попередніми дослідниками [13].

#### **Розрізи крейдово-палеогенових відкладів по р.Пробійна (№ 29, 30).**

**Скупівський субпокров Чорногорського покрову (рис. А. 15).** По р. Пробійна – лівому притоку р. Білий Черемош в складі Скупівського субпокрову фіксуються дві тектонічні луски. Південно-західна внутрішня луска (див. рис. А. 15, розріз № 29) складена потужною (~ 500 м) товщею масивношаруватих (шари потужністю до 10–20 м) грубозернистих пісковиків та гравелітів з

пудинговою текстурою та розсіяними необкатаними включеннями (розміром до перших дециметрів) псамітів та зелених аргілітів яловецької (?) світи. Ці класти перевідкладеного флішу, можливо, знесені з уже сформованої споруди Говерлинського субпокриву. Товстошаруваті пісковики містять прошарки сірих алевролітів та аргілітів. Відклади товщі інтерпретуємо як продукти діяльності потужних зернових та турбідитних потоків. Вони раніше вважались стратотиповими для верхньоеоценової пробійненської світи [166], проте знахідки міурофауни та геологічне положення свідчать про їх кампанмаастрихтський вік [181]. Товща, вірогідно складає грубозернистий різновид скупівської світи.

Зовнішня північно-східна луска Скупівського субпокриву має внутрішню моноклинальну будову і заповнена крейдово-еоценовими відкладами (див. рис. А. 15, розріз № 30). Найнижчу ланку стратиграфічного розрізу тут займає шипотська світа (нижня крейда), що виходить на поверхню в руслі і на берегах р. Білий Черемош на південній околиці с. Яблониця. На лівому березі р. Білоий Черемош біля гирла р. Пробійна знаходиться ефектне відслонення цієї світи (див. рис. 4. 3). У відслоненні спостерігається тонко- і середньоритмічне флішове чергування, приблизно в рівних пропорціях, аргілітів, алевролітів, пісковиків. Аргіліти чорні, сланцюваті, характеризуються гомогенними і тонкопаралельношаруватими текстурами. Вони перешаровуються з чорними “склистими” кварцевими алевролітами та дрібнозернистими, різнозернистими пісковиками типово шипотського вигляду (потужність пластів 5-25 см, до 0,50,7 м), яким притаманні тонкопаралельно- і скісноламіновані текстури.

Текстури групуються в елементи турбідитного циклу типу  $T_{bcde}$ ,  $T_{cde}$  – показники діяльності давніх турбідитних потоків середньої і незначної густини, що відклали алевро-псаміти та пеліти. Проте, більша частина аргілітів, вірогідно, відноситься до літифікованих продуктів геміпелагічної седиментації типу “частинка за частинкою”.

Стратиграфічно вище лежать строкаті глинисті утворення яловецької світи, які, проте, в розрізі № 30 по р. Пробійна не відслонюються. Вище по руслу р. Пробійна в цьому розрізі відслонюється скупівська світа (сенонпалеоцен), яка нижче с. Гринява (див. рис. А. 15, *розріз № 30*), складена піскуватим середньо-груборитмічним флішем. Домінують пісковики, потужність пластів яких сягає 0, 5–1, 5 м. Вони сірі слюдисті поліміктові різносернисті, з карбонатним цементом, характеризуються масивними, іноді шаруватими (у верхах пластів) текстурами. В них видно градацію зернистого матеріалу. Псаміти чергуються з прошарками (пот. до кількох дм) алевролітів та алевропелітів. Флішові ритми характеризуються елементами Боума  $T_a$ ,  $T_{ab}$ ,  $T_{bcd}$ , які свідчать про їх відкладення турбідитними потоками середньої та високої густини. Вище по розрізу (і течією Пробійної) збільшується потужність пластів та розмір уламкових зерен. Верхня частина скупівської світи, що виходить на поверхню на північній околиці с. Гринява, складена товщею (пот. 200–300 м) товстошаруватих пісковиків з домішками гравійного матеріалу, яким притаманні масивні гомогенні текстури (характерні для грейнітів) та елементи  $T_a$ ,  $T_{ab}$  (властиві продуктам високогустинних турбідитних потоків). Серед уламків видно класти зелених і червоних (?) філітів. Загальна потужність світи в цьому розрізі складає 750 м.

Стратиграфічно вище розміщена гнилецька світа (палеоцен–нижній еоцен), яка в розрізі № 30 по ріці Пробійна складена піскуватим, переважно середньоритмічним флішем – поліміктовими плитчастими пісковиками з прошарками алевролітів, сірих і зелених аргілітів, мергелів. Фліш характеризується елементами послідовності Боума типу  $T_{abc}$ ,  $T_{abcde}$ . По р. Білий Черемош нижче с. Голошина в районі глибокої свердловини Гринява – 1 фліш гнилецької світи містить значну кількість сірих і зеленуватих мергелів, вірогідно, геміпелагічного походження. Нижче за розрізом та за течією цієї ріки біля гирла потоку Донеї добре відслонюються два різновиди пісковиків цієї світи. Перший представлений дрібнозернистими суттєво кварцевими порівняно добре відсортованими “склистими” відмінами потужністю до 0, 5 – 1, 5 м, які входять

до складу турбідитних пластів з текстурами типу  $T_{abc}$ ,  $T_{abcd}$ ,  $T_a$ . Другий – репрезентує пласт, потужністю 1, 5 м, поліміктових різнозернистих несорттованих вапнистих псамітів, якому притаманна внутрішня масивна пудінгова текстура і який містить необкатані класти (розміром до 1–3 дм) зелених аргілітів – фрагментів флішу. Такі псамітини є типовими грейнитами – літифікованими продуктами діяльності зернових потоків. Вище за течією р. Пробійна фрагментарно відслонюються подібні до описаних товстошаруваті масивні пісковики топільчанської світи (еоцен), на які насунені верхньокрейдові породи внутрішньої південно-західної луски Скупівського субпокриву (див. рис. А. 15, розріз № 30).

**Розрізи крейдово-палеогенових відкладів (№ 31–34). Дусинський субпокрив Дуклянського покриву (рис. А. 16).** Нижня частина відносно цілісного (не зруйнованого тектонічними процесами) стратиграфічного розрізу Дусинського субпокриву відслонюється по лівому притоку р. Люта (с. Люта, Закарпатська обл., див. рис. А. 16, розріз № 33). Тут спостерігається принасувний тектонічний меланж, над яким в 1,2 км вище від устя потоку виходить на поверхню темний середньоритмічний фліш шипотської світи. Фліш виражений чергуванням темно-сірих “склистих” олігоміктових суттєво кварцових дрібнозернистих пісковиків (0, 1 – 0, 5 м), алевролітів (до 0, 1 – 0, 3 м), чорних, рідше зеленкуватих аргілітів (0, 1 – 0, 2 м). Всі породи невапнисті. Ритмам притаманні текстури Боума типу  $T_{cde}$ , вони сформовані турбідитними потоками незначної густини. Аргіліти, що характеризуються тонкопареленьошаруватими та гомогенними текстурами складають верхній ( $T_e$ ) елемент турбідитного циклу Боума або ж належать до геміпелагічних утворень. Видима потужність світи тут досягає ~ 100 м.

В басейні р. Люта розвинені також шипотські утворення, в розрізі яких різко домінують чорні аргіліти (геміпелагіти), вони, вірогідно, належать до нижніх ланок цієї світи.

Безпосередньо на відкладах шипотської світи лежать зелені аргіліти (3,5 м) з мікрофауною сеноману, які поступово нарощуються пачкою (пот. 60 м) вишнево-червоних аргілітів з дрібними форамініферами турону [166]. Ці паралельношаруваті і гомогенні некарбонатні пеліти є літифікованими продуктами (гемі)пелагічної седиментації. Вони відносяться [166] до нижньоїяловецької підсвіти.



Індекси веретв:  $P_1^{uk}$  -вишківські вапняки; світ:  $K_{1sp}$  -шпипотська,  $K_{2jl}$  -яловецька,  
 $K_{2-P_1br(1,2)}$  -березнянська (нижня і верхня підсвіти),  $P_{1lt}$  -лотська,  $P_{2sc}$  -стрічавська,  
 $P_{1-2lt-sc}$  -лотська та стрічавська,  $P_{2st}$  -ставнянська,  $P_{2vy}$  -вишківська,  
 $P_{2sl}$  -сольська,  $P_{2ml}$  -менілітова,  $P_{2ds}$  -дусинська,  $P_{2tr}$  -турицька,  
 $P_{2mv}$  -маловиженська,  $P_{2vr-kr}$  -верецька та кросненська,  
 $P_{2ml-kr}$  -менілітова, верецька та кросненська.  
 Інші позначення див. на рис. А. 1.

**ГЕОЛОГІЧНА КАРТА**  
 передової частини Дуклянського  
 покриву в басейні р. Уж  
 Масштаб карти 1 : 150 000  
 0 1км 2км

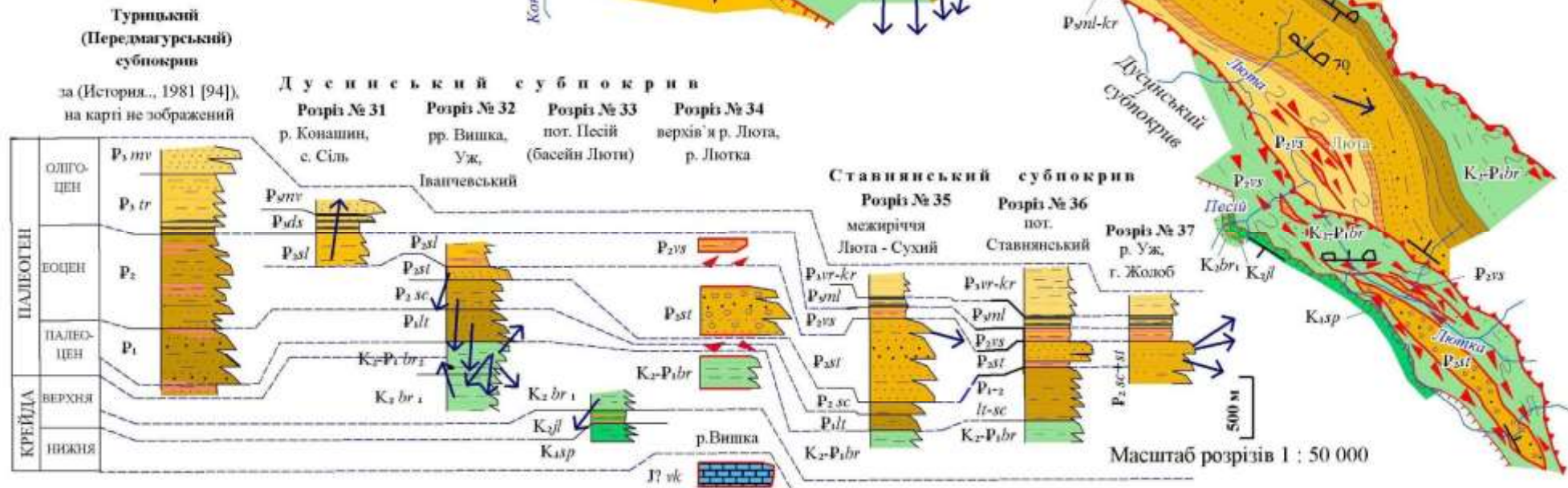
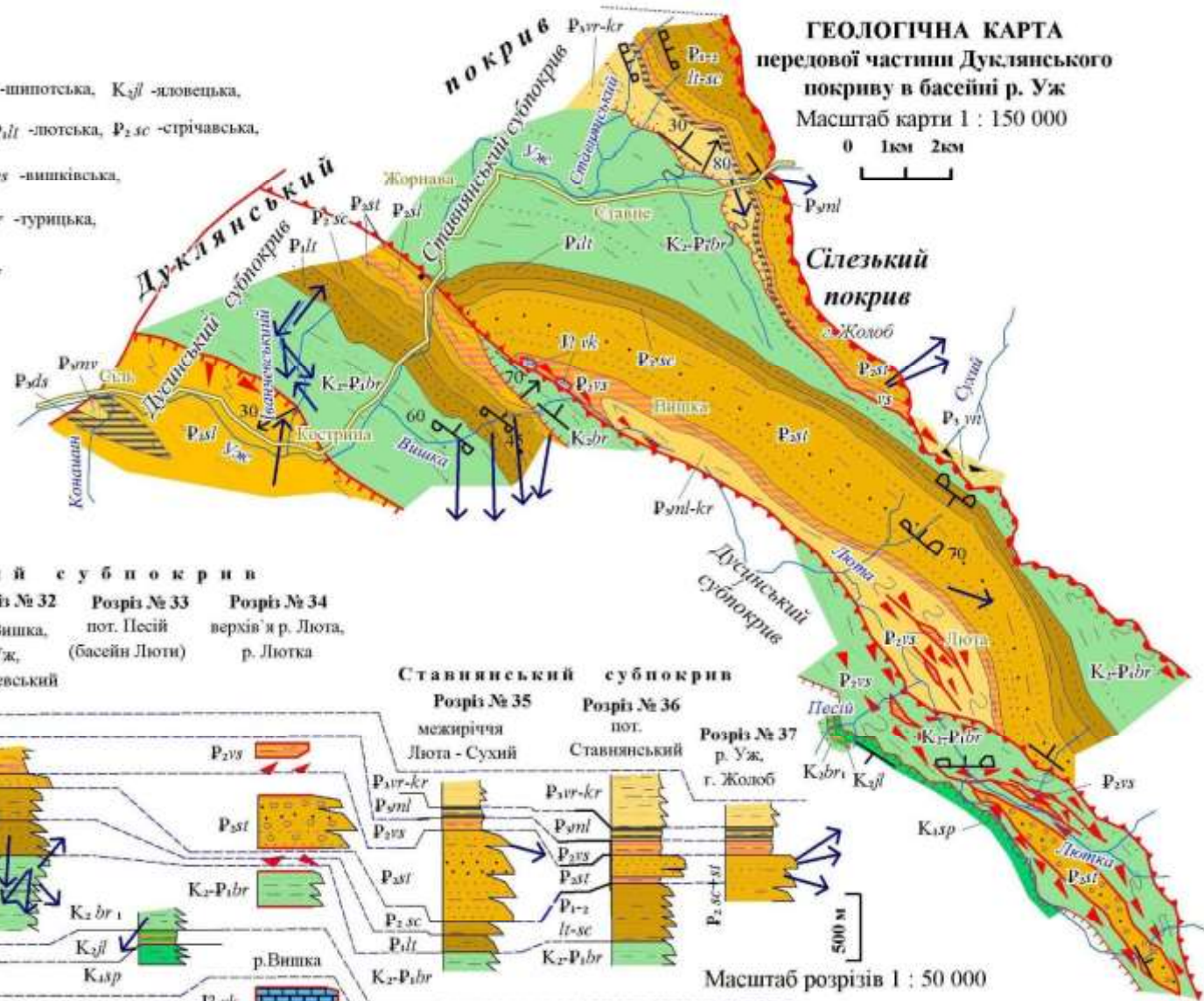


Рис. А. 16. Геологічна карта та розрізи № 31 - 37 утворень Дуклянського покриву в басейні верхньої течії р.Уж. Склад О. М. Гнилко, враховані матеріали [82, 94, 125, 152, 166].



Стратиграфічно вище розміщуються пачка (пот. 30 м) зеленувато-сірих аргілітів, а на ній – пачка (пот. 35 м) сірих аргілітів з прошарками скісношаруватих алевролітів, рідше пісковиків. Пеліти відносимо до продуктів геміпелагічного осадконагромадження, а скісношаруваті зернисті відклади, вірогідно, формувались завдяки діяльності придонних течій. Обидві пачки належать верхньоаяловецькій підсвіті [166]. Вище по руслу Песію і за розрізом відслонюється темно-сірий піскувато-глинистий тонко- до середньоритмічного фліш нижньоберезнянської світи, потужність якої тут досягає 200 м. Він складений, переважно, дрібнозернистими і середньозернистими турбідитами з текстурами типу  $T_{bcde}$ , рідше  $T_{abcde}$ , в яких зафіксовані відбитки палеотечій, що рухались в південно-західному напрямку. Турбідити чергуються з геміпелагітами – темними гомогенними аргілітами і мергелями.

Вищі частини стратиграфічного розрізу Дусинського субпокриву широко розвинені в басейні р. Уж, де вивчались автором по долині Ужа, по потоках Іванчевський та Вишка біля с. Кострино (див. рис. А. 16. *розріз № 32*). По потоках Іванчевський та Песцій знаходиться гіпостратотип березнянської світи [166]. В руслі Іванчевського в 1, 5 км вище його гирла відслонюється суттєво глиниста тонкоритмічна товща, в якій чергуються з одного боку геміпелагіти – паралельношаруваті і гомогенні сірі і темно-сірі до чорних аргіліти, рідше маргелі і сидерити, кількість яких досягає 70 – 80 %, а з другого – прошарки (пот. до 10 см) алевролітів і дрібнозернистих пісковиків. Останнім притаманна тонка (< 1 мм) ламінація – чергування темно-сірих і світло-сірих ламін та текстури Боума типу  $T_{bcde}$ , які вказують на їх відкладення слабкими турбідитними потоками чи придонними течіями. Ця товща, що відноситься до нижньоберезнянської підсвіти, прослідковується вгору за течією, місцями вона сильно дислокована, її потужність сягає 300 – 400 м. У верхах підсвіти збільшується кількість псамітів, потужність пластів яких зростає до 0, 5 – 1 м і більше, у флішових ритмах виражені текстури типу  $T_{abcde}$ . Приблизно в 2, 5 км

вище гирла потоку Іванчевського в його руслі спостерігається поступовий перехід до верхньоберезнянської підсвіти. Остання складена піскуватим середньо- і товсторитмічним флішем – різнозернистими слюдистими суттєво кварцовими олігоміктовими і поліміктовими пісковиками і алевролітами, темно-сірими аргілітами, іноді мергелями і сидеритами. Алевро-псаміти мають потужність до 0, 5 – 2 м, пеліти – до перших дециметрів. Флішові ритми характеризуються текстурами типу  $T_{abc}$ ,  $T_{abcde}$ , що свідчить про їх утворення завдяки діяльності турбідитних потоків середньої густини. Серед відбитків слідів турбідитних палеопотоків домінують напрямки, що вказують на південні та південно-західні напрямки транспортування матеріалу. Потужність верхньоберезнянської підсвіти в цьому розрізі № 32 становить 320 м. У верхів'ях потоку Іванчевський підсвіта поступово нарощується лютською світою.

Подібний характер березнянська світа зберігає і в інших місцях свого поширення в Дуклянській одиниці.

Лютську світу (палеоцен) автор вивчав в басейні Ужа, по потоку Вишка (див. рис. А. 16, *розріз № 32*). В руслі Ужа між селами Сіль і Забродь нижче залізнодорожного мосту виходять на поверхню потужні (до перших метрів) пласти різнозернистих поліміктових суттєво кварцевих пісковиків, яким притаманні текстурні елементи  $T_{abc}$ ,  $T_{abcd}$ . Найбільший за потужністю є елемент  $T_a$ , складений псамітами з масивною, іноді градаційною текстурою та домішками гравійного матеріалу. Седиментологічні риси вказують, що піщані пласти сформовані завдяки діяльності високогустинних турбідитних і, вірогідно, зернових потоків. Подібні псамітові турбідити складають лютську світу і в інших місцях її поширення, в тому числі по р. Люта, звідки пішла назва стратону [166]. Вони, іноді, чергуються з прошарками (пот. до 0, 5 м) глинистих невапнистих геміпелагічних утворень – темно-сірих аргілітів. По потоку Вишка в них зафіксовані відбитки палеотечій південного напрямку. Потужність світи складає 100 – 400 м.

Біля залізнодорожного мосту між селами Сіль і Забродь (див. рис. А. 16, *розріз № 32*) спостерігається поступовий перехід від псамітів лютської світи до середньоритмічного флішу стрічавської світи (нижній еоцен). Зона переходу – пачка, потужністю 10 м, складена шарами світло-сірих пісковиків та темносірих до чорних некарбонатних аргілітів, причому потужність пластів пісковиків закономірно зменшується від ~ 0,5 – 1 м в нижній частині пачки, до ~ 1-3 дм у верхній її частині. Стратиграфічно (і гіпсометрично по руслу Ужа) вище розміщені утворення стрічавської світи – середньошаруваті псамітові турбідити з текстурами типу  $T_{bcde}$ ,  $T_{abcde}$ , що перешаровуються з геміпелагітами (сірими і зеленими, гомогенними і тонколамінованими аргілітами, іноді мергелями). Домінують в розрізі псаміти, потужність пластів яких, переважно, менше метра, рідко декілька метрів. На поверхнях пластів широко розвинені біогліфи. Подібний фліш розвинений в стратотипі світи по потоку Стрічавський [166] та в інших місцях. Потужність стрічавської світи ~ 300 м.

По потоку Вишка (див. рис. А. 16, *розріз № 32*) можна спостерігати як середньоритмічний стрічавський фліш поступово нарощується ставнянською світою (нижній–середній еоцен) – товщею (потужністю тут всього кілька десятків метрів) товстошаруватих різнозернистих пісковиків, які містять уламки екзотичного матеріалу – метаморфічних порід, пелітоморфних вапняків. Пласти пісковиків (пот. 0,5 – 3 м) характеризуються масивними текстурами (типу  $T_a$  ?) і перешаровуються з малопотужними (кілька см) вкладками алевролітів і аргілітів (елементами типу  $T_{cde}$  ?). Вони формувались завдяки діяльності зернових та високогустинних турбідитних потоків. У відбитках на нижній поверхні пластів фіксуються південь-південно-західні напрямки руху цих поторків. На пісковиках лежать породи вишківської світи (середній– верхній еоцен) – червоні і зелені гомогенні, іноді паралельношаруваті аргіліти геміпелагічного походження, потужність яких менша ніж 100 м.

У фронтальній частині Дусинського субпокриву розвинений потужний тектонічний меланж, до якого приурочена крупна тектонічна лінза (розміром до 6, 5 км по довгій осі) та декілька менших лінз-кластолітів, складених відносно слабкодислокованими породами. Лінзи заповнені конгломератами, а також червоними і зеленими аргілітами (верхів'я р. Люта, потік Лютка, див. рис. А. 16, *розріз № 34*). Ці конгломерати, мабуть, відносяться до ставнянської світи, оскільки подібні до неї за складом та, вірогідно, знаходяться стратиграфічно нижче строкатобарвистих середньо-верхньоеоценових аргілітів вишківської світи. Конгломерати характеризуються великою (> 50 %) кількістю піскуватогравійного погановідсортованого матриксу, в якому хаотично розміщені більш крупні, як правило, поганообкатані уламки і брили (розміром до 3 м). Це свідчить про їх нагромадження з грязекам'яних потоків (debris-flow), можливо, в підводних палеорулах. Уламки складені, переважно, кварцем, метаморфічними сланцями, гнейсами, кварцитами, вапняками, фрагментами перевідкладених флішових порід (зокрема, чорних аргілітів і "склистих" шипотських пісковиків). Серед них описані також гранітоїди [22]. Потужність конгломератів досягає ~ 300 м.

В інших розрізах Дусинського субпокриву ставнянська світа фаціально заміщується стрічавськими утвореннями, а розміщені вище середньовверхньоеоценові строкаті аргіліти – заміщуються тонкоритмічним флішем сольської світи (пот. 200 – 300 м) – тонкошаруватими дрібнозернистими турбідитами, що чергуються з геміпелагічними глинистими утвореннями. Сольська світа добре відслонена по потоку Конашин (див. рис. А. 16, *розріз № 31*) де знаходиться її стратотип [166]. Вона тут складена, переважно, зеленими, в меншій мірі чорними аргілітами (геміпелагітами), які перешаровуються з підпорядкованими проверстками (до 5 – 20 см) алевролітів та дрібнозернистих пісковиків з добре вираженими турбідитними текстурами типу  $T_{bcde}$ . Пісковики світло-сірі суттєво кварцеві зі слюдою. На поверхнях алевро-псамітових шарів часто зустрічаються біогліфи і сліди течій, які вказують на північ – північно-

східні напрямки переміщення потоків. Потужність світи в цьому розрізі – 285 м. Вище залягають погано відслонені олігоцені темні до чорних мергелі дусинської та різнозернисті пісковики маловиженської світ. Маловиженські пісковики містять розсіяні необкатані уламки (розміром до 1 см) чорних аргілітів чи мергелів (дусинського або менілітового типу)

**Розрізи крейдово-палеогенових відкладів (№ 35–37). Ставнянський субпокров Дуклянського покриву (рис. А. 16).** Нижню частину розрізу більшості лусок Ставнянського субпокрову складає березнянська світа (сенонпалеоцен). Нижня її підсвіта, як і в Дусинському субпокрові, складена, переважно, геміпелагітами (~ до 50 %) – світлими і темно-сірими до чорних аргілітами, мергелями, лінзами сидеритів, які перешаровуються з тонко- і середньшаруватими псамітовими турбідитами з ясно вираженою класичною послідовністю елементів Боума. У верхній підсвіті значно зростає кількість середньо- до товстошаруватих псамітових турбідитів. Світа, часто, сильно дислокована, дрібні складки та зони тектонічних брекчій спостерігаються в полі розвитку березнянських утворень в басейні р. Уж в Ставнянській котловині (див. рис. А. 16, *розріз № 35–36*). Внаслідок цього, її істинна потужність, вірогідно, дещо завищена попередніми дослідниками і досягає 500 – 600 м.

Розміщена стратиграфічно вище лютська світа (палеоцен), яка в Дусинському субпокрові складена потужною псамітовою товщею, в Ставнянському субпокрові заміщується піскуватим середньо- і товсторитмічним флішем і, часто зливається з подібною стрічавською світою (нижній еоцен). Ці два стратони складені середньшаруватими псамітовими турбідитами з прошарками геміпелагічних сірих і зелених аргілітів. Їх загальна потужність досягає 400 м (див. рис. А. 16, *розрізи № 35, 36*).

Палеогеновий розріз Ставнянської субодиноці поступово нарощується ставнянською світою (нижній-середній еоцен) – товсто-, і середньшаруватими

псамітовими і псефітовими турбідитами, які містять уламки екзотичних метаморфічних порід. Потужність світи різко змінюється від 800 м у внутрішній південно-західній частині субодиноці до 100 – 200 м – у її зовнішній північно-східній частині (див. рис. А. 16, *розрізи № 35 – 37*). Відбитки слідів турбідитних потоків в породах світи вказують на наступні напрямки транспортування матеріалу: до північного сходу, до сходу, до південного сходу. В потоку Ставнянський (стратотип світи, див. рис. А. 16, *розріз № 35*) в долішній частині світи прослідковується строкатобарвистий (“яворницький” за В. В. Данишем [166]) горизонт, потужністю 15 м. Він складений некарбонатними геміпелагічними відкладами – червоними аргілітами з лінзами (потужністю до 1 см) зелених аргілітів, які через 10 – 20 см перешаровуються з малопотужними (кілька см) пластами турбідитів – дрібносередньозернистими слюдистими суттєво кварцевими пісковиками з текстурами Боума типу  $T_{bcd}$ ,  $T_{cd(e?)}$ . На ньому лежить товща (потужністю 180 м) середньо- і товстошаруватих пісковиків, гравійних пісковиків з текстурами типу  $T_a$ ,  $T_{ab}$ ,  $T_{abcde}$  або з масивними і пудінговими текстурами – відкладами потужних турбідитових та зернових потоків. Потужність пластів та розмір уламків зростають вгору за розрізом товщі.

Безпосередньо над пісковиками ставнянської світи нижче по потоку Ставнянський залягають утворення вишківської світи: пачка (пот. 80 м) вишнево-червоних аргілітів з прошарками цих же літологічних відмін зеленого кольору та пачка (пот. 70 м) зеленувато-сірих аргілітів; шешорський горизонт (пот. 15 м) голубовато-сірих вапнистих аргілітів [166]. Ці глинисті породи характеризуються гомогенними і паралельношаруватими текстурами та відносяться до геміпелагітів. Вони містять рідкі тонкі прошарки сірих тонколамінованих алевролітів, що можуть бути продуктами придонних течій. В стратотипі світи по ріці Вишка (6 км вгору по руслу від гирла) розвинені подібні геміпелагічні пеліти, проте тут зростає кількість прошарків алевролітів,

з'являються пласти середньошаруватих різнозернистих пісковиків [166] турбідитного генезису.

Вище за розрізом та нижче за течією потоку Ставнянський розвинена менілітова світа (пот. ~ 80 ), складена, переважно, геміпелагітами – чергуванням чорних і сірих грудкуватих мергелів з “менілітоподібними” чорними некарбонатними аргілітами. В низах світи – кілька пропластків (пот. 3 – 4 см) чорних кременів. Геміпелагіти містять кілька пластів пісковиків потужністю до 0, 5 м, які характеризуються скісною шаруватістю, розвинуеною по всій поверхні пластів. Така шаруватість притаманні відкладам придонних течій.

Ще нижче за течією менілітові утворення нарощуються верецькою та кросненською світами (олігоцен), які разом представлені товщею (потужністю ~ 200 м) сірих аргілітів і мергелів, що чергуються з підпорядкованою кількістю прошарків (пот. до 10 – 20 см) слюдистих тонкопаралельно- і скісноламінованих алевролітів і пісковиків без ясно виражених текстур Боума. Відмічені розрізнені прошарки темно-сірих аргілітів менілітового типу (пот. до 10 – 15 см). Пелітові утворення, вірогідно, є літифікованими продуктами геміпелагічної седиментації, тоді як алевро-псаміти – відкладами слабоструктурованих малопотужних турбідитних потоків чи/і придонних течій.

Найвищі ланки стратиграфічного розрізу Ставнянського субпокриву розвинені в смузі між селами Ставне – Стара Стужиця в ядрі синкліналі і складені верхньою частиною кросненської світи [82] – товщею (пот. 800 м) монотонного, переважно тонкоритмічного, чергування вапнистих сірих аргілітів і алевролітів.

**Розрізи палеогенових відкладів (№ 38–43). Сілезький покрив (рис. А. 17 – А. 21).** Нижня крейда в Сілезькому покриві представлена шипотською світою, яка заповнює тектонічну лінзу, що відслонюється серед суцільного поля дислокованих олігоценових порід Сойменського субпокриву біля м. Воловець (р. Віча та її притоки, гора Гимба) (див. рис. 3. 3). Світа (пот. ~ 100 – 200 м) виражена зім'ятими в дрібні складки середньошаруватими “склистими” суттєво



кварцовими алевролітами і пісковиками з кременистим цементом, які чергуються з тонкими прошарками чорних аргілітів. Породам властиві елементи Боума  $T_{abcde}$ ,  $T_{bcde}$ . Вони є літифікованими продуктами турбідитних потоків середньої густини. На них лежить пачка (потужністю до перших десятків метрів) зелених паралельношаруватих і гомогенних аргілітів – літифікованих геміпелагічних осадів, які, згідно до визначень Л.Д. Пономарьової (усне повідомлення), містять нижньокрейдову мікрофауну, характерну для верхів шипотської світи.



Рис. А. 17. Геологічна карта та розрізи № 38 - 39 утворень тільної частини Сілезького покриву в верхів'ях р.Уж. Склав О. М. Гнилко.



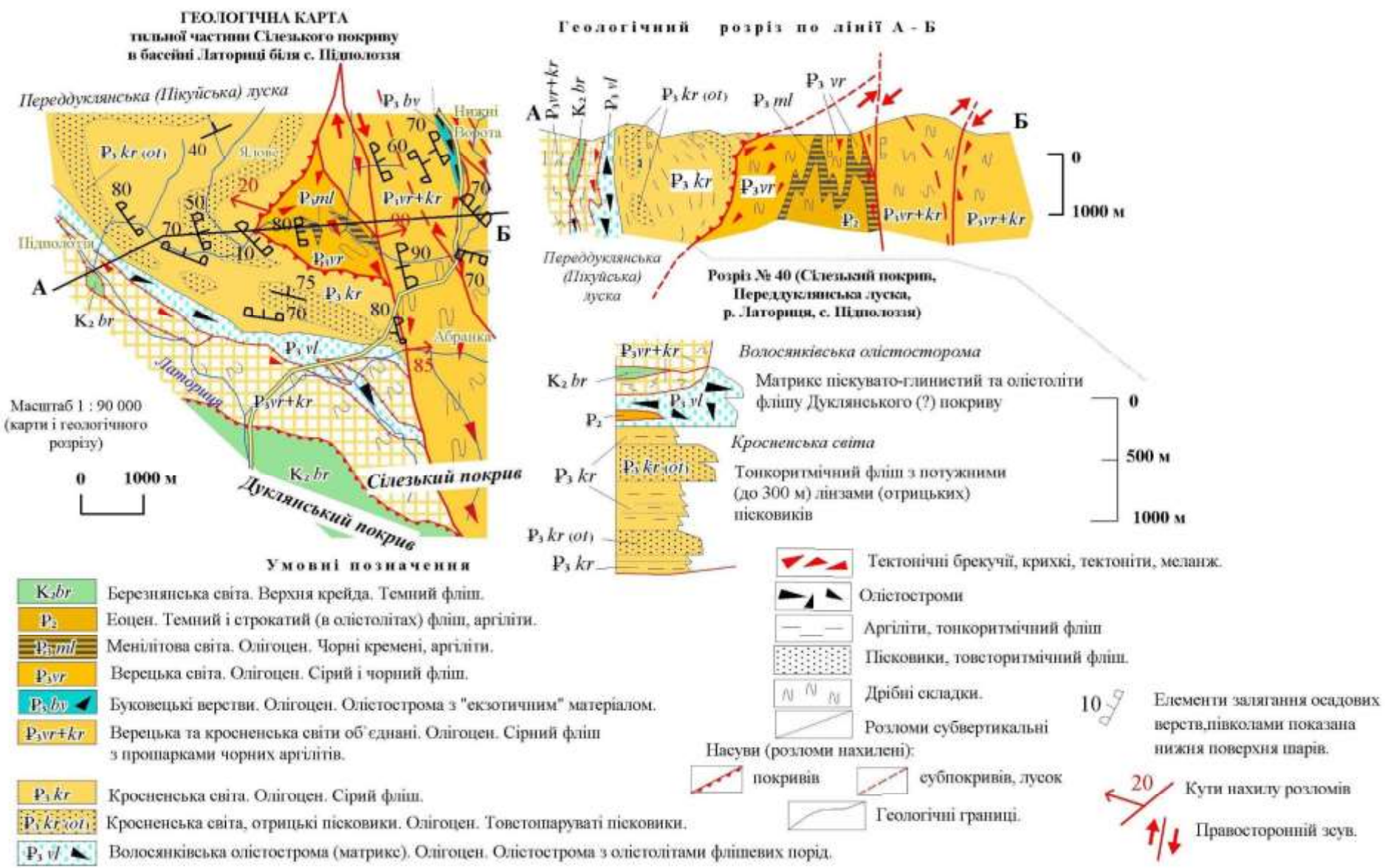


Рис. А. 18. Геологічна карта та розріз № 40 відкладів Переддуклянської луски Сілезького покрову по р. Латориця, с. Підполоззя. Склав О. М. Гнилко.

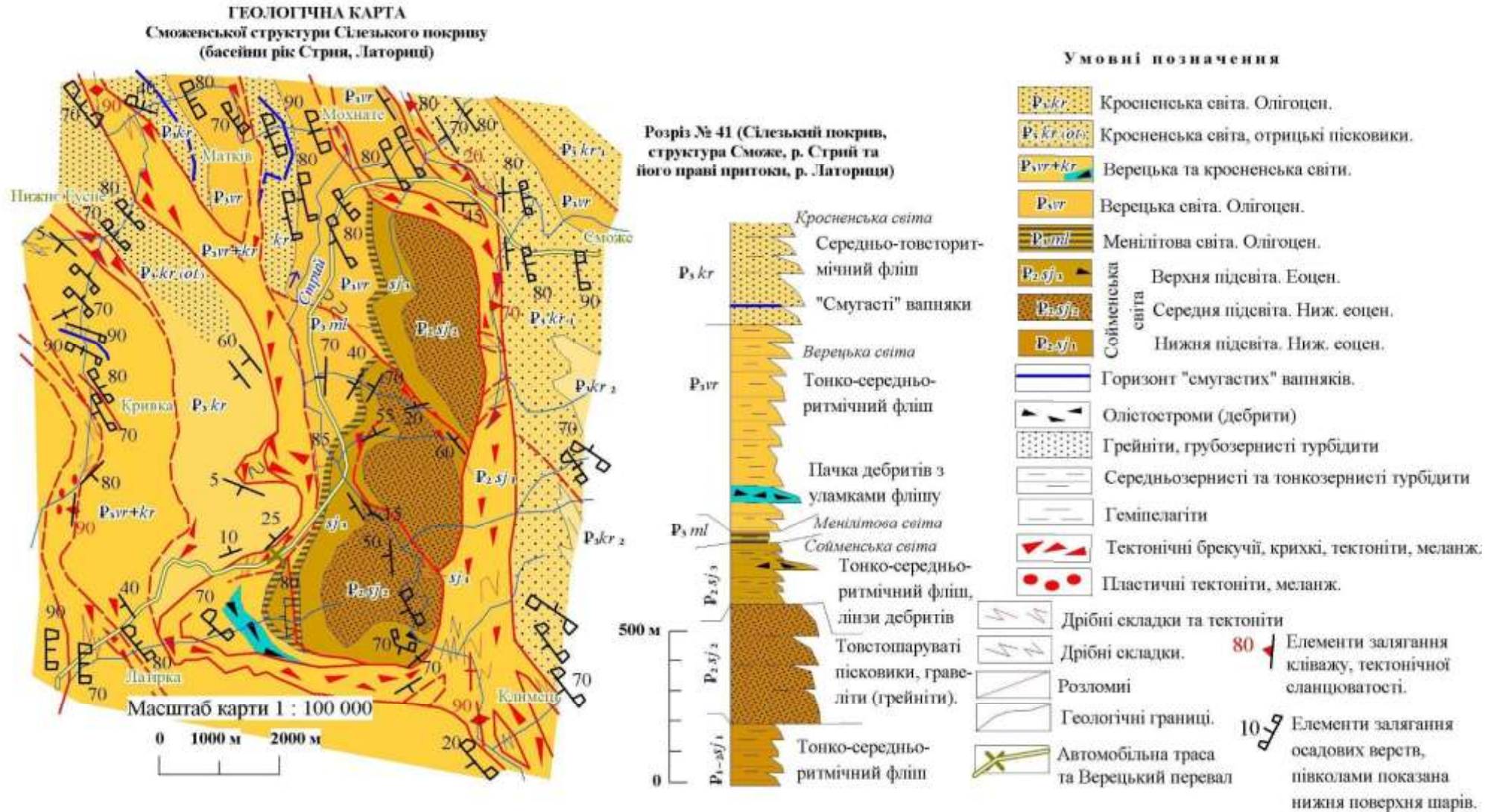
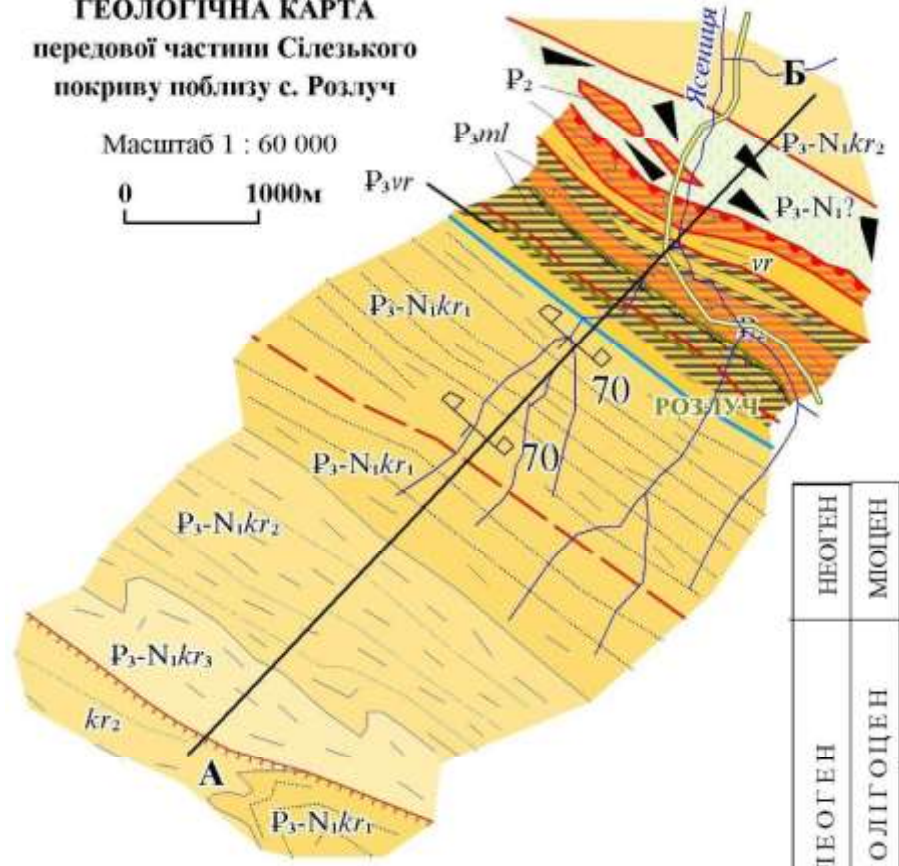


Рис. А. 19 Геологічна карта та розріз № 41 відкладів Сможевської структури Сілезького покриву (басейни рік Стрия та Латориці). Склад О. М. Гнилко.



**ГЕОЛОГІЧНА КАРТА**  
передової частини Сілезького  
покриву поблизу с. Розлуч

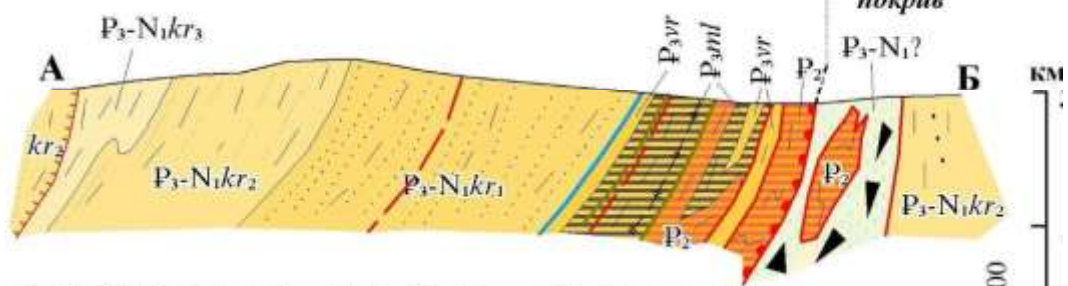
Масштаб 1 : 60 000



**Геологічний розріз по лінії А - Б**

*Сілезький (Кросненський) покрив*

*Скибовий покрив*



**Розріз № 42 відкладів передової частини Сілезького покриву по р. Ясениця біля с. Розлуч**

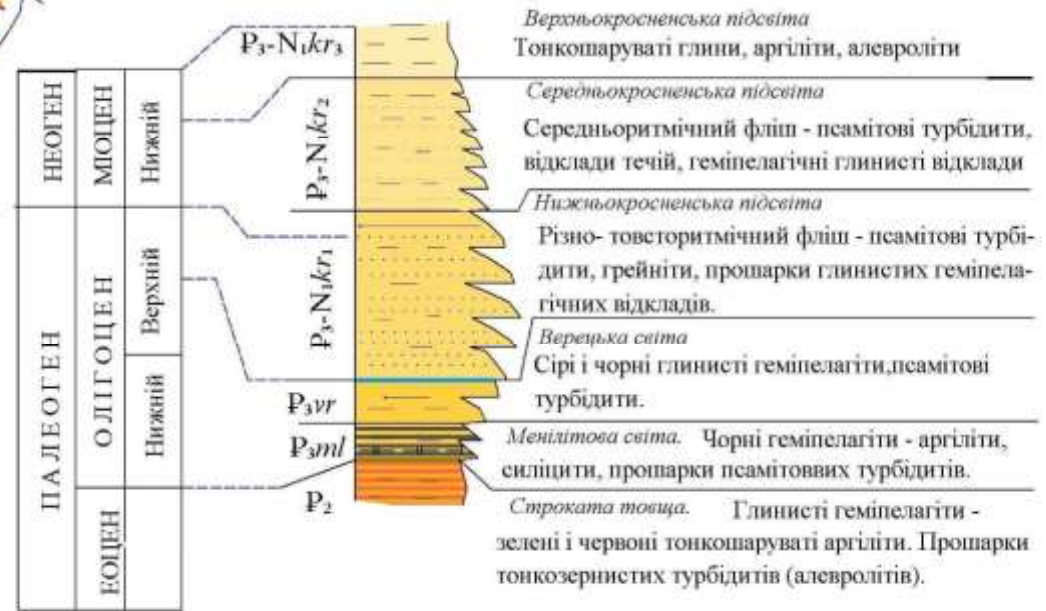


Рис. А. 20. Геологічна карта та розріз № 42 відкладів передової частини Сілезького покриву по р. Ясениця поблизу с. Розлуч. Склав О. М. Гнилко, враховані матеріали (Мацьків і ін., 2003 [125]).

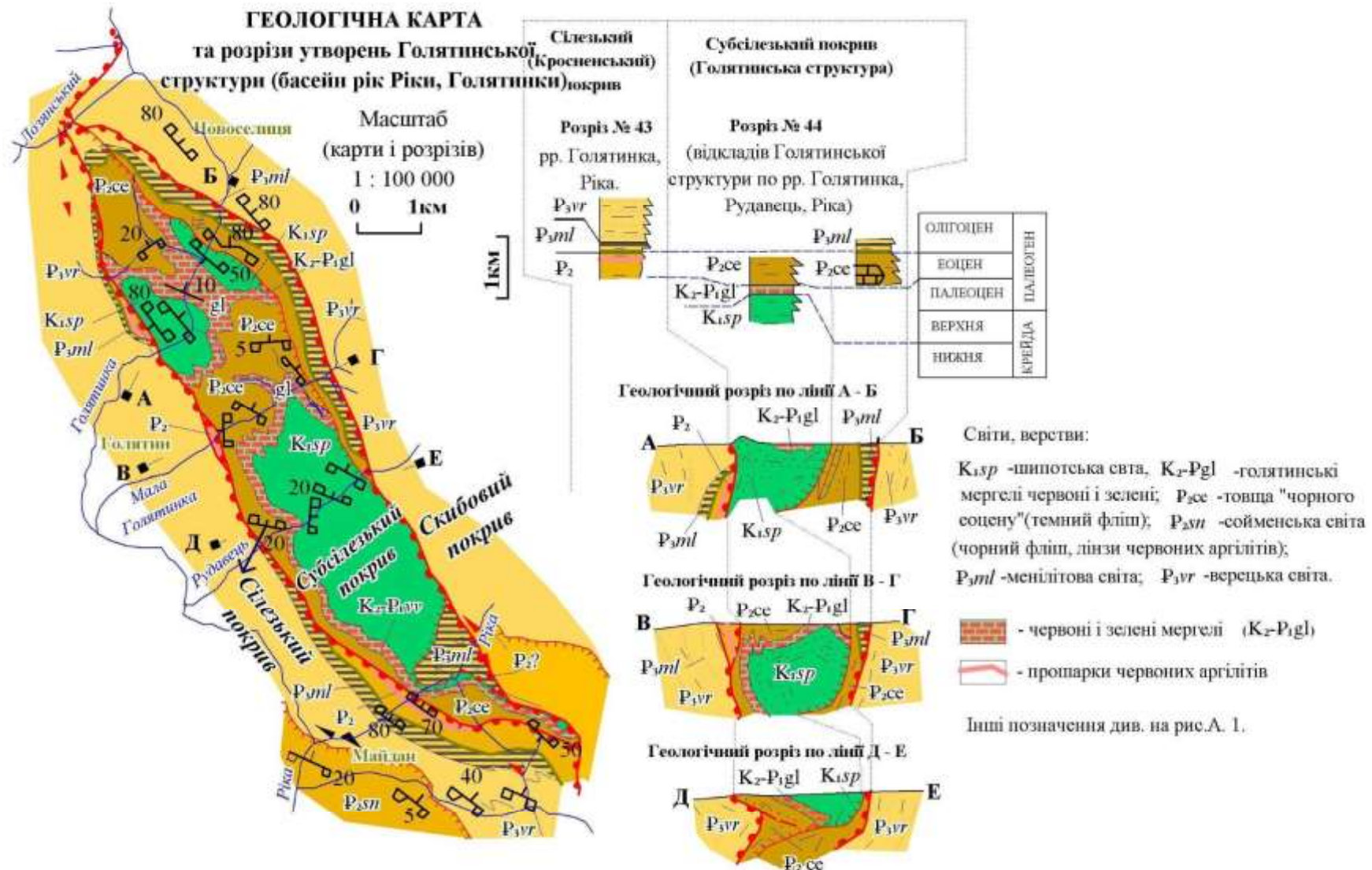


Рис. А. 21. Геологічна карта та розрізи № 43, 44 утворень Сілезького і Субсілезького покриву (Голятинської структури) по рр. Ріка, Голятинка.

Склав О. М. Гнилко, враховані матеріали (Державна ..., 2009 [84]; Путеводитель ..., 1977 [152]).

Шипотська світа як за літолого-седиментологічними ознаками, так і за віком, відповідає льгоцьким верствам Польських Карпат.

Окрім нижньокрейдових, дооліоценові відклади в Сойменському субпокрові представлені характерною темнобарвистою товщею – “чорним еоценом” або сойменською світою [166]. Вони виведені на поверхню на незначних площах серед оліоценових утворень, зокрема в “структурі Сможе” – крупній тектонічній лінзі (дуплексі), заповненій еоценово-оліоценовим флішем [67]. Розрізи еоценово флішу сойменської світи в Сможівській структурі добре відслонюються по р. Стрий та його правих притоках (притоки розташовані в ~ 2300 та 3500 м нижче Верецького перевалу по новій автомобільній трасі) (див. рис. А. 19, *розріз № 41*). Тут світа підрозділена на три частини, які ми трактуємо як підсвіти [67]. Нижня частина стратиграфічного розрізу цих відкладів відслонюється по р. Стрий та у верхів’ях згаданих його двох притоків і представлена товщею (пот. ~ 200 м) тонко- і середньоритмічного флішу – чергуванням чорних і зелених аргілітів, алевролітів, дрібно- середньозернистих пісковиків з текстурами типу  $T_{cde}$ ,  $T_{bcde}$ , які відносимо до продуктів діяльності турбідитних потоків низької та середньої густини та геміпелагічної седиментації. Середня частина сойменської світи розкрита нижче за руслами і складена товщею (пот. ~ 350–400 м) товстошаруватих різнозернистих пісковиків (див. рис. 4. 4). Текстури порід масивні внутрішньо гомогені і пудінгові з домішками гравійного матеріалу. Іноді пісковики переходять в гравеліти, складені, переважно, різнообкатаними уламками кварцу, рідше – польових шпатів, метаморфічних і осадових порід (див. рис 4. 5). Відклади середньої частини світи, відповідно до своїх текстурних ознак, нагромаджені зерновими та високогустинними турбідитними потоками. Верхня частина еоценових відкладів структури Сможе представлена товщею (пот. ~ 200 м) тонко-, рідше середньоритмічного флішу (див. рис. 4. 6) – перешаруванням чорних і зелених аргілітів, алевролітів, дрібно- і



середньозернистих суттєво кварцових пісковиків з текстурними елементами Боума типу  $T_{cde}$ ,  $T_{bcde}$ . Це чергування геміпелагітів та дрібнозернистих турбідитів. В тонкоритмічному фліші місцями (р. Стрий, нижче с. Климець) спостерігаються малопотужні (до перших метрів) горизонти дебритів – відкладів грязекам'яних потоків (debris-flow). Матрикс дебритів – піскуватоглинистий, включення представлені необкатаними невідсортованими уламками і брилами (розміром до перших дециметрів) перевідкладених флішових порід (рис. 4. 7). Також зазначим, що на південному краю структури Сможе (верхів'я Латориці, с. Латірка) фліш у верхніх ланках сойменської світи стає середньоритмічним, більш темним та піскуватим. Тут зафіксований шешорський горизонт, що вінчає розріз еоцену. Він виражений темно-сірими і сірими мергелями (потужністю 2 м), що містять крупні глобігеріни [138].

Сойменська світа виходить на поверхню також в антиклінальних структурах в басейні р. Ріки в районі сіл Міжгір'я, Сойми, Репінне, де в ній збільшується (порівняно зі структурою Сможе) кількість пісковиків та темнобарвистих утворень, зокрема серед аргілітів різко домінують чорні їх відміни (див. рис. 4. 8). Вона завершується верхньоеоценовим шешорським горизонтом – зеленими геміпелагічними глинистими утвореннями з прошарками дрібнозернистих турбідитів, хороші відслонення якого є в потоці Вепровець в басейні Вічі біля м. Воловця, де горизонт досягає потужності 10 – 15 м.

В Турківському субпокриві доолігоценові утворення виведені на поверхню у передовій частині Сілезького покриву (Розлуцька структура) в басейнах рік Ріки (див. рис. А. 21, розріз № 43), Дністра (див. рис. А. 20, розріз № 42), Стрия (див. рис. 4. 9). Вони представлені товщею зелених і червоних аргілітів (геміпелагітів) з проверстками алевролітів та різнозернистих пісковиків (тонкозернистих і середньозернистих турбідитів та відкладів придонних течій). Аргілітам, як правило, притаманна тонка паралельна шаруватість, алевролітам і пісковикам – скісношарувата текстура або елементи Боума типу  $T_{cde}$ ,  $T_{bcde}$ ,  $T_{abcde}$ .

Вік товщі палеоценово-еоценовий, можливо, місцями – і крейдовий [94]. Загальна потужність товщі в районі Розлуча і Турки досягає 100 – 200 м. Вище вона змінюються олігоценовими відкладами.

Менілітова світа нормально перекриває еоценові утворення. Окремі виходи світи спостерігаються в Сойменському субпокрові в басейнах рік Ріки, Вічі (пот. Вепровець і ін.), Латориці, Стрия (структура “Сможе”) (див. рис. А. 18–19, *розріз № 40–41*) та в передовій частині Турківського субпокрову (Сілезького покрову) (див. рис. А. 20–21, *розрізи № 42, 43*; рис. 4. 9). По потоку Вепровець (басейн р. Віча, с. Гукливе) над зеленуватими глинистими відкладами шешорського горизонту розміщена пачка (~ 6 м) чорних аргілітів менілітового типу (геміпелагітів) з тонкими прошарками алевролітів (дрібнозернистих турбідитів), яка відноситься до “пiкременевого” або рибницького горизонту менілітової світи. На ній лежить кременевий горизонт (потужністю 10–15 см) – чорні тонколаміновані силіцити (гемы)пелагічного походження. Вище залягає основна частина менілітової світи (потужністю до 20 м) – чорні коричневаті аргіліти менілітового типу з незначною кількістю прошарків (пот. до 2–5 см) темних силіцитів, а також сірих алевролітів та пісковиків. Подібний характер світа зберігає і в інших місцях Сілезької одиниці. Вона містить пласти сидеритів, іноді в ній дещо зростає кількість псамітів (див. рис. А. 20, *розріз № 42*). Проте, переважає глинистий матеріал (60–80%) геміпелагічного походження, що вказує на домінуючу роль геміпелагічної седиментації при нагромадженні менілітових утворень. У відкладах світи часто спостерігаються дрібні складки пластичного характеру – вірогідні показники давніх підводно-осувних процесів, що відбувались в слабколiтифікованих осадах.

Менілітові утворення поступово нарощуються верецькою світою – різноритмічним чергуванням чорних і сірих аргілітів з сірими алевролітами і пісковиками (див. рис. 4. 10). В нижній частині переважають чорні аргіліти менілітового типу, а у верхній – сірі карбонатні аргіліти та пісковики

кросненського вигляду. Пісковики різнозернисті, поліміктові, містять поганообкатані уламки чорних аргілітів. Їх кількість, загалом, зростає вгору за розрізом. Відкладам притаманні слабо виражені текстури Боума типу  $T_a$ ,  $T_{abc}$ ,  $T_{bcde}$ , іноді в псамітах розвинені гомогенні пудингові текстури, що свідчить про їх нагромадження з поганоструктурованих турбідитних чи зернових потоків. Аргілітам, особливо чорним, властиві гомогенні та тонколаміновані текстури, відповідно, вони відносяться до літифікованих продуктів фонові геміпелагічної седиментації. В верхах світи часто фіксується горизонт-маркер (пот. до перших дециметрів, іноді метрів) так званих “смугастих” головецьких вапняків – тонкопаралельноламінованих сірих пелітоморфних карбонатів пелагічного походження, що чергуються з уламковими породами.

Місцями (верхів’я р. Латориця – с. Латірка; праві притоки р. Латориця біля сіл Нижніх Воріт та Тишева; р. Либохора – лівий приток р. Стрий) серед ритмічного флішу верецької світи розміщені седиментаційні лінзи (потужністю до перших, іноді пеших десятків метрів) відкладів грязекам’яних потоків – дебритів (див. рис. 4. 11). Матрикс дебритів представлений темно-сірими до чорних неструктурованими глинами чи глинистими псамітами з необкатами включеннями (розміром від перших сантиметрів до метрів) перевідкладених олігоценових (?) флішових порід (чорних та сірих аргілітів, алевролітів). Зауважим, що серед включень у цих відкладах грязекам’яних потоків поблизу Нижніх Воріт попередні дослідники [37] відмічали екзотичні породи – кварцево-серицитові сланці, кварцити, юрські вапняки, а також глинисті вапняки з еоценовими нумулітами, раковини солонуватоводних молюсків, іншу фауну (в тому числі олігоценові дрібні форамініфери).

У Сілезькій одиниці, особливо у верхів’ях Латориці, Стрия, Опору, в басейні Ріки верецька світа сильно дислокована, тому істинну її потужність, в більшості випадків, встановити важко. В Сойменській субодиноці потужність світи, вірогідно, не перевищує 1000 м, зокрема, в структурі Сможе – 700–800 м (див. рис. А. 19, розріз № 41). В Турківській субодиноці вона досягає ~ 500–700

м, у зовнішніх лусках Сілезького покриву в районах Турки та Розлуча ця потужність (див. рис. А. 20, *розріз № 42*) складає 250–350м.

Стратиграфічно вище залягає кросненська світа, що завершує стратиграфічну послідовність Сілезького покриву. Розрізи світи відмінні між собою в Сойменському та Турківському субпокривах. Авторська інтерпретація розрізу відкладів Сойменського субпокриву відрізняється від попередніх уявлень, особливо при трактуванні олістостромових утворень, тому нижче наведемо власний опис типових розрізів порід субпокриву. Типові розрізи кросненських утворень тильної частини Сойменського субпокриву розвинені у Переддуклянській (Пікуйській) його лусці у верхів'ях р. Уж та по руслу р. Латориця біля с. Підполоззя.

У верхів'ях р. Уж та по її лівому притоку – Гусному, а також по інших притоках р. Уж в районі сіл Волосянка, Ужок, Тихий, Сухий за моїми спостереженнями (див. рис. А. 17, *розрізи № 38, 39*) 51, 56, 217] відслонюється наступна неперервна стратиграфічна послідовність (знизу вверх).

1. Товща (потужністю 150–250 м) сірого тонко- і середньоритмічного флішу – дрібно-середньозернистих турбідитів з текстурами Боума типу  $T_{cde}$ ,  $T_{abcde}$ , що переверстовуються з мергелистими геміпелагітами. У відкладах спостерігаються малопотужні проверстки чорних аргілітів менілітового типу, тому їх відносим до нерозчленованих верецької та кросненської світ. На суміжній території Польських Карпат вони відносяться до “підотрицьких верств”. Нижній контакт товщі зрізаний насувами, верхній – стратиграфічно нормальний.
2. Товща дебритів – відкладів грязекам'яних потоків, відома в літературі як “горизонт з включеннями (екзотикою) та фауною”, складена хаотичними олістостромовими утвореннями з піскуватим нестратифікованим пудинговим матриксом і невеликими олістолітами перевідкладеного флішу (в тому числі менілітового вигляду) та уламками (розміром до перших дециметрів)

“екзотики” – вапняків-черепашників, пелітоморфних вапняків, мармурів, метаморфічних сланців мармароського типу. Добрі її відслонення знаходяться по р. Уж в с. Ужок, по першому знизу правому притоку пот. Гусний. Ця товща знаходиться, приблизно, на тому ж стратиграфічному рівні, що і описані вище лінзи дебритів у верхів’ях р. Латориці (біля Нижніх Воріт і ін.). “Горизонт з екзотикою та фауною”, що має потужність до кількох десятків метрів, тягнеться на суміжну територію Польщі, де носить назву “буковецького” і також формує нормальну седиментаційну вкладку серед олігоценівих кросненських верств [82]. Ми пропонуємо його називати *буковецькою олістостромою*.

3. Товща (потужністю 400–600, до > 1000 м) товсто- та середньощаруватих поліміктових пісковиків, які стратиграфічно згідно перекривають дебрити попередньої товщі. Пісовики суттєво кварцеві, поліміктові, з домішками гравійного матеріалу, іноді з лінзами несорттованих гравелітів і конгломератів. Відклади містять уламки флішу (зокрема, аргілітів менілітового типу), класти метаморфічних порід, а також перевідкладені еоценові нумуліти. Вони інтерпретуються як середньо- і грубозернисті псамітові, псамітово-псефітові турбідити з текстурами Боума типу  $T_a$ ,  $T_{ab}$ ,

$T_{abcde}$ ,  $T_{abc}$ , а деякі з них – як грейніти – відклади зернових потоків з масивними і пудінговими текстурами. Заміряні палеонапрямки турбідитних потоків в седиментах цієї товщі в Переддуклянській (Пікуйській) лусці вказують на переміщення потоків, переважно, до заходу та південного заходу. В той же час у відкладах товщі в більш зовнішніх лусках Сойменського субпокриву фіксуються палепереміщення потоків до сходу та північного сходу. В цих же напрямках зменшується потужність товщі та потоншується розмір уламкового матеріалу. Такі дані дозволяють локалізувати джерело зносу (Сілезьку кордільєру чи її відгалуження) в області між басейном нагромадження відкладів Переддуклянської луски та седиментаційним басейном, де нагромаджувались осади більш зовнішніх лусок Сілезького

покриву. З цього джерела турбідитними, зерновими та грязекам'яними потоками зносився уламковий, в тому числі “екзотичний” матеріал – метаморфічні сланці, мілководні вапняки-черепашники, інші породи, а також нумуліти, які входять до складу дебритів “буковецького горизонту” та описаних псамітів. Товща пісковиків складає найвищі хребти Східних Бескид та безпосередньо переходить на територію Польських Карпат, де відома під назвою “пісковиків з Отриту”, що знаходяться стратиграфічно нижче горизонту-маркеру ясельських (= головецьких) вапняків. Ми їх на українській території називаєм “пікуйськими пісковиками”. Ці пісковики іноді відносять до нижньокросненської підсвіти [209]. Проте, потрібно зазначити, що “класичні” нижньокросненські псаміти розвинені в зовнішній Турківській субодиноці Сілезького покриву і знаходяться (на відміну від отрицьких–пікуйських) стратиграфічно вище горизонту-маркеру головецьких вапняків. Це свідчить про діахронний характер границь нижньокросненської підсвіти.

4. Товща (потужністю до 400–500 м) тонкошаруватих сірих вапнистих аргілітів, які чергуються з проверстками алевролітів та дрібнозернистих пісковиків, іноді містять прошарки чорних невапнистих аргілітів. Породи відносяться до глинисто-вапнистих геміпелагітів та дрібнозернистих турбідитів, можливо, до відкладів придонних течій. Місцями вони містять седиментаційні лінзи (потужністю до метрів, у верхах пачки – до десятків метрів) олістостром-дебритів з глинистим матриксом і невеликими олістолітами перевідкладеного флішу кросненської світи. Приблизно в середній частині товщі розміщений горизонт-маркер (потужністю 2–4 м) головецьких “смугастих” вапняків – тонколамінованих вапнистих пелагічних седиментів. Необхідно зауважити, що нормальний висхідний стратиграфічний розріз від попередньої третьої товщі отрицьких пісковиків до цього горизонту-маркеру спостерігається по лівих притоках струмка Бистрого – правого притоку р. Уж (див. рис. А. 17, розріз № 38). Це підтверджує, що пікуйські пісковики розміщені

стратиграфічно нижче головецьких вапняків, а не стратиграфічно вище їх, як це було зображено на попередніх геологічних картах [34, 126 і ін.]. Четверта товща складає верхню частину кросненської світи, її можна відносити до верхньокросненської підсвіти (в Сойменській субодиноці кросненську світу іноді підрозділяють на дві частини). В Польських Карпатах дана товща називається “надотрицькими верствами”.

5. Потужна (> 1000 м) олістостромовая товща, яку пропонується називати волосянківською олістостромою. Вона нормально залягає на шаруватих утвореннях кросненської світи і є стратиграфічно найвищим членом розрізу Сілезького покриву в Переддуклянській (Пікуйській) його лусці. Матрикс олістостроми виражений сірими глинистими, глинисто-піскуватими відкладами з хаотичними пудинговими седиментаційними текстурами. Олістоліти складені наступними породами: чорні “склисті” дрібнозернисті пісковики шипотської світи (нижня крейда); темний мергелистий фліш березнянської світи (верхня крейда); червоні і зелені глинисті породи (турон?, еоцен), чорні аргіліти, мергелі менілітової та сірий фліш кросненської світ (олігоцен). “Екзотичні” породи в олістостромі не зафіксовані. Олістоліти бувають різної величини (від метрових до кілометрових), іноді вони виражені крупними видовженими пластинами олістоплаками, що мають розміри до десяти і більше кілометрів по довгій осі. Олістоплаки складають синформні структури, які зараз утворюють гірські хребти (умовна лінія г. Плиска – г. Грибінь західніше потоків Бистрий та Тихий; так звана ”Жолобинська синкліналь” східніше Бистрого і ін.) (див. рис. А. 17). Як матрикс, так і олістоліти, місцями, сильно тектонізовані – перероблені в тектонічну брекчію. Зауважимо, що попередні дослідники вважали ці олістоплаки (складені, переважно, кросненською світою) нормальними складовими ланками стратиграфічного розрізу Сілезького покриву.



Ще один типовий розріз Переддуклянської луски Сойменського субпокриву відслонюється по руслу Латориці в районі с. Підполоззя (див. рис.

А. 18, *розріз № 40*). Переддуклянська луска насунена на тектонізовані утворення верецької світи, а сама складена відносно нетектонізованими відкладами. Добре збережена висхідна стратиграфічна послідовність цих відкладів спостерігається вниз за течією ріки від зони насуву Переддуклянської луски (350 м вище по р. Латориця від гирла пот. Яловий) до тильної частини луски в с. Підполоззя. Вона представлена наступними утвореннями.

1. Товща (потужністю 150 м) сірого тонко- рідко середньоритмічного флішу.

Це дрібно-середньозернисті турбідити з погано вираженими текстурами Боума типу  $T_{cde}$ ,  $T_{bcde}$  та відклади придонних течій, що переверстовуються з мергелистими геміпелагітами. У відкладах спостерігаються малопотужні проверстки чорних аргілітів (до 10 %) менілітового типу. Відклади є аналогами “підотрицьких верств” Польських Карпат. Їх нижній контакт зрізаний насувами.

2. Товща (потужністю 200 м) сірого, переважно, середньоритмічного флішу – середньозернистих турбідитів. В її середній частині (потужністю до 50 м) турбідити стають середньо- і товстошаруватими. Вірогідно, товща є дистальною (віддаленою) фацією пікуйських (отрицьких) псамітів, де товстошаруваті відміни порід змінюються на середньо- і тонкошаруваті.
3. Товща (потужністю ~ 400 м) тонко-, до середньоритмічного сірого флішу – дрібнозернистих турбідитів та відкладів придонних течій, що чергуються з мергелистими геміпелагітами. Вірогідно, вона фаціально заміщує частину пікуйських пісковиків, розвинених на Пікуйському хребті та в басейні р. Уж.
4. Товща (потужністю ~ 250 м) товстошаруватих пісковиків з включеннями гравійно-галькового матеріалу (див. рис. 4. 13). Породи суттєво кварцеві, поліміктові, містять уламки перевідкладеного флішу (зокрема, пісковиків, алевролітів, чорних кременів та аргілітів менілітового типу). Найпотужніші

їх шари (до 4–10 м), з масивними і пудінговими текстурами, інтерпретуються як грейнїти – відклади зернових потоків, менш потужні пласти з текстурами Боума типу  $T_a$ ,  $T_{ab}$ ,  $T_{abc}$  – як грубозернисті псамітові, псамітово-псефітові турбідити. Деякі пласти, що насичені псефітовим матеріалом і яким притаманні хаотичні внутрішні текстури (див. рис. 4. 13), вважаємо відкладами грязекам'яних потоків. Товща відноситься до пікуйських пісковиків, які продовжуються сюди з басейну Ужа. Пікуйські псаміти тут значно зменшуються в потужності, а на лівобережжі Латориці повністю седиментаційно виклинюються, фаціально заміщуючись тонкоритмічним флішем.

5. Товща (до 100 м) тонкоритмічного флішу – глинистих геміпелагітів з прошарками дрібнозернистих турбідитів, яка є аналогом “надотрицьких верств”. В лівому притоці р. Жденівка (правий приток р. Латориці) серед седиментів цієї товщі я спостерігав виходи горизонту-маркеру “смугастих” головецьких вапняків, які фіксуються на тому ж стратиграфічному рівні, що і в басейні Ужа.
6. Потужна (до 1000 м) олістостромована товща – волосянківська олістострома, що тягнеться сюди з басейну Ужа. Вона нормально залягає на шаруватих утвореннях “надотрицьких верств” кросненської світи і є, як зазначалось, є стратиграфічно найвищим членом розрізу Сілезького покриву в Переддуклянській (Пікуйській) його лусці. Матрикс олістостроми виражений сірими глинистими, глинисто-піскуватими відкладами з хаотичними пудінговими седиментаційними текстурами. Олістоліти складені, переважно перевідкладеним олігоценним флішем, а також темним мергелистим флішем березнянської світи (верхня крейда), червоними і зеленими глинистими породами (еоцен). Безпосередньо на олістострому насунений Дуклянський покрив.

В більш зовнішніх (північно-східних) лусках Сойменського субпокриву кросненська (як і верецька) світа представлена доволі одноманітним сірим тонко-

, середньо-, рідше товсторитмічним флішем, в якому часто спостерігаються текстури Боума (див. рис. 4. 14). Лінзи псамітів та піскуватих різноритмічних відкладів в цьому фліші (смуга сіл Задільське – Тишів – Біласовиця і ін.), вірогідно, є аналогами пікуйських пісковиків. Деякі лінзи псамітів, розвинені в верхах розрізу кросненської світи (в “надотрицьких” верствах по потоку Бітля та в районі Ужоцького перевалу, мабуть, є віковими еквівалентами волосняківської олістостроми, тобто є дистальними (віддаленими) продуктами потужних підводнохлилових мулисто-уламкових “олістостромових” гравітаційних потоків.

В найбільш зовнішньому елементі Сойменського субпокриву – Сможівській структурі, пікуйська товща піскуватого середньо-товсторитмічного флішу кросненської світи знаходиться стратиграфічно вище і, частково – нижче горизонту-маркеру “смугастих” головецьких вапняків (див. рис. А. 19). Це свідчить про “омолодження” товщі кросненських (пікуйських ?) пісковиків в Сойменській субодиниці в напрямку від південного заходу до північного сходу. Ще стратиграфічно вище кросненські псаміти знаходяться в розрізі Турківського субпокриву, де кросненська світа розміщується над горизонтом головецьких вапняків.

Характерні розрізи кросненських утворень Турківського субпокриву розвинені в районах Турки і Розлуча. По лівих притоках р. Ясениця поблизу Розлуча (див. рис. А. 20, *розріз № 42*) можна спостерігати, що на строкатій глинистій еоценовій товщі, розвиненій у фронтальній частині Сілезького покриву, лежать чорні геміпелагічні глинисті і кременисті відклади (менілітова світа), в яких вище за розрізом з’являються сірі вапнисті глинисті геміпелагіти і псамітові турбідити (верецька світа). Стратиграфічно вище залягає різно- і товсторитмічний сірий фліш (див. рис. 4. 15) – псамітові турбідити ( $T_{abcde}$ ,  $T_a$ ,  $T_{bcde}$ ), грейніти з прошарками глинистих вапнистих геміпелагітів (нижньокросненська підсвіта потужністю до 1200 м). Він поступово змінюється середньоритмічним флішем – псамітовими середньо- і дрібнозернистими

турбідитами ( $T_{abcde}$ ,  $T_{cde}$ ), відкладами придонних течій, глинистими геміпелагітами, які чергуються між собою (середньокросненська підсвіта потужністю до 1000 м). Вінчають стратиграфічний розріз (як передової луски, так і загалом Сілезького покриву) тонкошаруваті глинисті геміпелагіти з прошарками дрібнозернистих турбідитів чи відкладів придонних течій (верхньокросненська підсвіта потужністю до 350–400 м).

Кросненська світа зберігає подібний вигляд і в інших місцях Турківського субпокриву. В цьому субпокриві подекуди (с. Опорець, правий берег Опору) “смугасті” головецькі вапняки в підосвіті кросненських утворень, вірогідно заміщуються горизонтом (15 см) чорних силіцитів.

**Розріз крейдово-палеогенових відкладів (№ 44). Субсілезький покрив (Голятинська структура) (див. рис. А. 21).** Найнижча ланка стратиграфічного розрізу відкладів в Субсілезькому покриві (Голятинська структура) – шипотська світа виходить на поверхню в ядрах антикліналей. Нижня частина світи (потужністю до 150 м) відслонюється по потоку Рудавець (див. рис. А. 21, *розріз № 44*). Це темно-сірі до чорних, місцями зеленуваті аргіліти, які чергуються з прошарками тонко-, рідше середньшаруватих “склистих” алевролітів та дрібнозернистих суттєво кварцевих пісковиків. Вони відносяться до геміпелагітів та дрібнозернистих турбідитів. Верхня частина шипотської світи (потужністю 250 м) представлена (потоки Голятинка, Рудавець, р. Ріка) середньо- і товсторитмічним чергуванням темно-сірих дрібнозернистих “склистих” кварцевих пісковиків, алевролітів, темно-сірих, чорних, рідше зелених тонколамінованих аргілітів. Вона характеризується усіма текстурними елементами послідовності Боума та інтерпретується як продукт “класичної” турбідитової та геміпелагічної седиментації. Пісковики в горішній частині світи, місцями, світло-сірі і масивні, утворюють пласти потужністю до кількох метрів, які за зовнішнім виглядом не подібні до шипотських утворень. Ці псаміти є відкладами високогустинних турбідитних потоків.

Фліш шипотської світи вгору за розрізом поступово переходить у верхньокрейдово-палеоценові зелені і червоні голятинські (венгловецькі) мергелі. Зона переходу добре відслонена біля гирла правого притоку р. Голятинка нижче с. Новоселиця (див. рис. 4.16). Тут вона представлена пачкою (потужністю ~ 10 м), переважно, геміпелагічних утворень – зеленими шаруватими аргілітами з прошарком (10 см) ясно-зелених кременів. З цих утворень Л. Д. Пономарьова визначила альб-сеноманські форамініфери, для них характерними є численні радіолярії [88]. Пачка нижче за руслом.

р. Голятинки згідно нарощуються товщею (потужністю біля 100 м) червоних і зелених аргілітів, мергелів, вапнистих аргілітів. Голятинським відкладам притаманні гомогенні чи шаруваті текстури, вони є типовими літифікованими продуктами (гемі)пелагічної седиментації. Характерно, що червоний і зелений колір у породах розміщений плямисто і переходить один в одний без видимої закономірності, що може бути наслідком міграції водних розчинів при літифікаційних процесах. Товща характеризується багатим та розмаїтим вмістом асоціацій форамініфер. Її розріз, на думку Л. Д. Пономарьової, можна віднести до розряду еталонних у Зовнішніх Карпатах, оскільки власне тут простежується змикання та послідовність верхньокрейдово-палеоценових біостратиграфічних зон у повному об'ємі. Вона, як за седиментологічними ознаками, так і за вмістом мікрофауни відповідає венгловецькими мергелями. Пізньокрейдово-палеоценовий вік товщі підтверджується багатими комплексами форамініфер та іншої біоти [88, 149].

Строкати мергелі згідно перекривається товщею “чорного еоцену”, яку, мабуть, слід відносити до сойменської світи. Їх стратиграфічний контакт відслонений по потоку Рудавець в 2350 м від гирла потоку. Тут в переверненому заляганні безпосередньо на голятинських мергелях лежить шар (потужністю 3 м) масивних пісковиків (вірогідно, грейнитів) цієї товщі. З мергелів під пісковиками Л. Д. Пономарьова (усне повідомлення) визначила палеоценову та сенонську

мікрофауну. Над шаром масивних пісковиків розвинений середньоритмічний фліш – власне “чорний еоцен” – чергування світло-сірих і темних різнозернистих пісковиків (шари потужністю до 1 м) з чорними і зеленими тонколамінованими аргілітами. Ритмічним відкладам притаманні текстури Боума типу  $T_{bcde}$ ,  $T_{abc}$ , вони інтерпретуються як тонкосередньозернисті турбідити. Деякі пласти (пот. 0,5 – 1 м) серед турбідитів складені відкладами грязекам’яних потоків – хаотичною глинисто-піскуватою масою з необкатаними уламками (до перших см) перевідкладеного флішу. Загалом, подібні класти флішу зустрічаються і в нижніх частинах деяких турбідитних пластів (див. рис. 4. 17).

Серед відкладів “чорного еоцену” невеликої північно-східної вузької передової луски Голятинської структури спостерігається пачка середньшаруватих пелітоморфних і піскуватих темно- і світлосірих вапняків, вапнистих пісковиків з прошарками (0,1 м) чорних аргілітів і темних алевролітів. Пласти (потужністю до 0, 5 м) різнозернистих вапнистих пісковиків характеризуються масивними і пудінговими текстурами з влюченнями (до перших сантиметрів) дрібнозернистих кварцевих пісковиків Фауни в пачці не знайдено. Контакти вапняків з флішем не зовсім ясні.

Прошарки уламкових порід у вапняках намічають фаціальні переходи до еоценового флішу. Ця вапнякова пачка, потужністю до 10–12 м відслонюються по правому борту р. Голятинка в 400 м нижче автомобільного мосту через р. Голятинку на південній окраїні с. Новоселиця. Попередні дослідники [152] вважали дану пачку аналогом верхньокрейдових голятинських мергелів.

Вище вапнякової пачки (стратиграфічно і гіпсометрично по р. Голятинка) відслонюється верхня частина товщі “чорного еоцену” передової луски Субсілезього покриву. Вона складена пластами (до 1 м) дрібно- і середньозернистих суттєво кварцевих, іноді темних склистих “шипотоподібних” пісковиків, алевролітів, що чергуються з сірими, чорними і зеленими аргілітами. Породам притаманні текстури Боума типу  $T_{bc}$ ,  $T_{bcde}$ . Товща вінчається шешорським горизонтом (потужністю  $\sim 1$  м) світло-сірих

пелітоморфних мергелів, який виходить на поверхню в 180м нижче мосту на південній околиці с. Новоселиця. Загальна потужність товщі “чорного еоцену” ~ 400 м.

Над шешорськими утвореннями лежить “підкремнієвий” горизонт та горизонт-маркер (потужністю 2 м) “нижніх кременів” – чорних тонколамінованих геміпелагічних силіцитів з лінзами аргілітів нижньої частини менілітової світи. Над ними лежить основна частина менілітової світи, яка прослідковується до згаданого мосту, має потужність до ста метрів і представлена чорними тонколамінованими геміпелагічними аргілітами типово менілітового вигляду з прошарками темних силіцитів в низах свого розрізу і з пластами (до 1 – 1, 5 м) масивних і скісношаруватих різнозернистих пісковиків. Причому кількість пісковиків (грейнітів, різнозернистих турбідитів) у розрізі світи досягає 50 – 60 %. У верхній частині менілітових утворень з’являється все більше проверстків сірих вапнистих аргілітів, вказуючи на перехід до верецької світи. Вище автомобільного мосту ці утворення по тектонічному контакту межують з верецькою світою Скибового покриву. Менілітово-верецькі відклади завершують стратиграфічний розріз Голятинської структури. В інших місцях Голятинської структури олігоценіві відклади представлені подібними до вищеописаних породами, проте відслонені гірше.

**Розрізи крейдово-палеогенових відкладів (№ 45, 46). Внутрішня частина Скибового покриву (скиби Синевіру та Брустуранки) (див. рис. А. 22).** Седиментологічні риси відкладів, розвинених у найбільш внутрішній частині Скибового покриву (*скиби Синевіру та Брустуранки*), вивчались автором в розрізах №№ 45-46 (див. рис. А. 22) по руслу р. Мокрянки – правому витoku р. Тересва. Найнижча частина розрізу тут виражена стрийською світою (до 500 м) – різноритмічним, переважно середньоритмічним флішем – чергуванням сірих слюдистих поліміктових пісковиків, алевролітів, сірих, сірозелених і чорних аргілітів. Світа має такий же типовий вигляд, як і в інших



місцях свого поширення. В нижній частині пластів часто спостерігаються гравійні поганообкатані уламки зелених філітів (сянської серії) Породам властиві класичні текстури Боума типу  $T_{abcde}$ ,  $T_{bcde}$ . Вони відносяться до літифікованих відкладів турбідитних потоків середньої густини, окремі прошарки аргілітів – до продуктів геміпелагічної седиментації.

Ці утворення поступово нарощуються палеоценовими піскуватим флішем, товстошаруватими пісковиками та гравелітами ямненської світи (200 – 400 м), які характеризуються або масивними і пудінговими текстурами з прямою чи оберненою градацією зерен і тоді, відносяться до грейнітів, або ж складають нижні елементи турбідитних ритмів Боума ( $T_a$ ,  $T_{ab}$ ,  $T_{abc}$ ) і, в цьому випадку інтерпретуються як відклади потужних високогустинних каламутних потоків. Рідкі прошарки аргілітів, рідше мергелів, складають або найвищий елемент турбідитного ритму, або фонові геміпелагіти між турбідитними шарами. Пісковики сірі, поліміктові, суттєво кварцеві, часто мають “склистий” цукроподібний вигляд, серед уламкового матеріалу присутні класти осалових порід та зелених філітів.

Стратиграфічно вище розріз поступово змінюється нижньоєоценовою манявською світою (100-150 м) – тонко- і середньоритмічним сірим флішем з прошарками зелених і червоних аргілітів, зелених кременів в нижній частині.



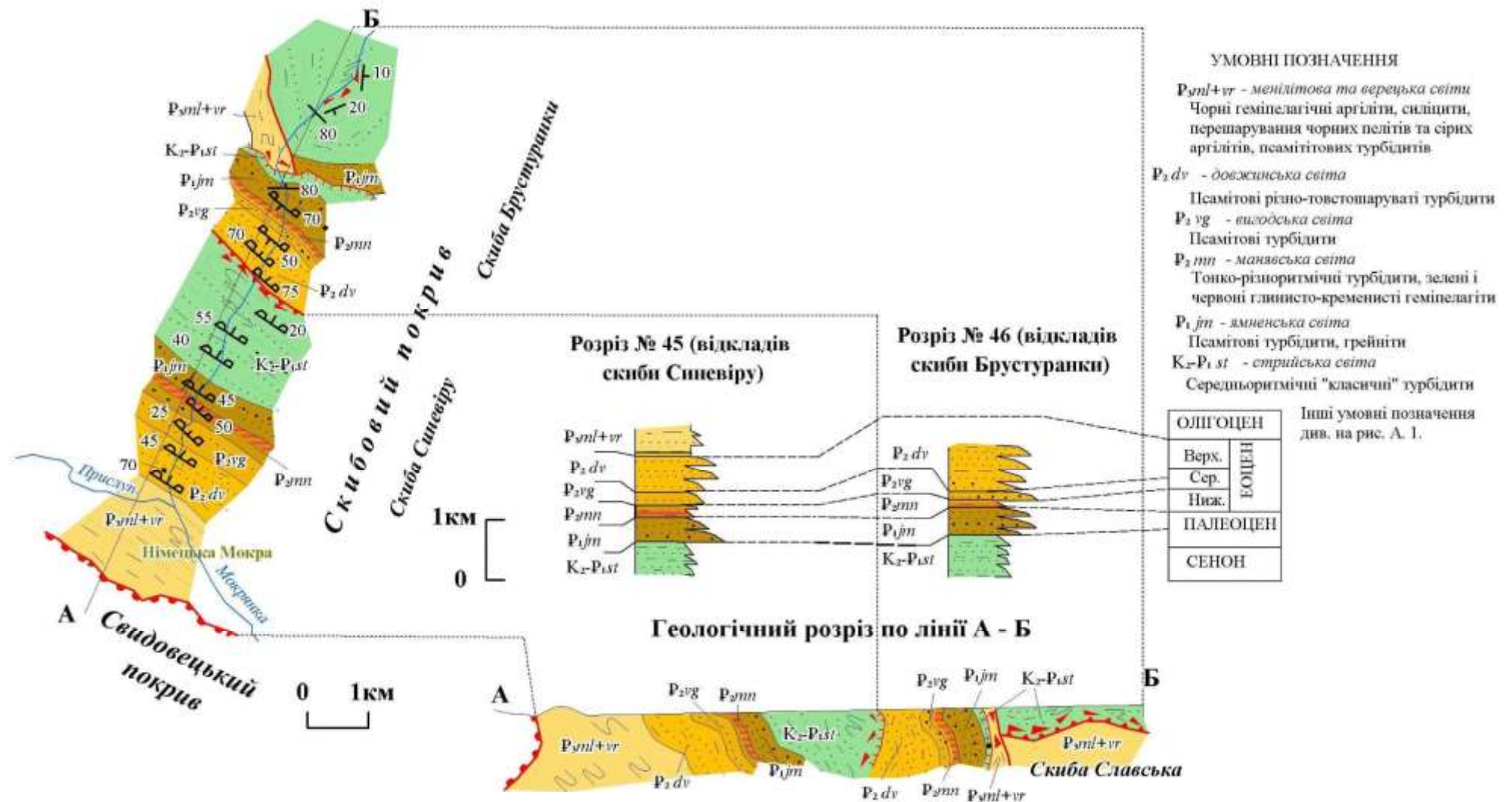


Рис. А. 22. Геологічна карта середньої течії р. Мокрянка (виток р. Тересва), геологічний розріз та розрізи № 45, 46 відкладів тильної частини Скибового покриву - скиб Синевіру та Брустуранки. Масштаб горизонтальний та вертикальний 1 : 100 000  
 Склад О. М. Гнилко, враховані матеріали (Державна ..., 2009 [84]), (Geological..., 2007 [210]).

Загалом флішу притаманні елементи типу  $T_{bcde}$ , аргілітам та силіцитам – тонкошаруваті і гомогенні текстури, що дозволяє віднести їх до дрібносередньозернистих турбідитів та фонових геміпелагічних седиментів відповідно. Ще вище розміщується потужна (до 900 – 1000 м) середньоверхньооеценова товща піскуватого середньо- і товсторитмічного флішу з лінзами пісковиків і гравелітів, яка умовно розділялась на вигодську і бистрицьку світи. Ми пропонуємо усю цю товщу піскуватого флішу відносити до довжинської світи. Раніше вважалося, що довжинська світа є одніковою з бистрицькою, хоча в стратотипі [166] нижня частина довжинської світи і не виходить на поверхню. Наші геолого-картувальні роботи показують, що потужна псамітова довжинська літофація, яка розвинена в Горганах, охоплює ширший стратиграфічний інтервал. Нижня межа цієї літофації “опускається” до характерних строкатобарвистих геміпелагічних утворень манявської світи, а саму товщу піскуватого флішу неможливо розділити на окремі стратони. Пісковики, кількість яких в товщі досягає 70–85 %, складають пласти потужністю до перших метрів, в середньому – 0,5–1 м з внутрішньо масивними, градаційними чи скісно- і паралельношаруватими текстурами ( $T_{abc}$ ). Вони різнозернисті, поліміктові, суттєво кварцеві, часто скременілі і мають “склистій” вигляд. Перешаровуються з алевролітами та тонкими прошарками сірих і зелених аргілітів. Загалом товща відноситься до продуктів діяльності, переважно, високогустинних, рідше середньогустинних турбідитних, а також зернових потоків. Незначний об’єм в ній займають фонові седименти (зелені аргіліти).

Товща стратиграфічно нормально перекрита олігоценними відкладами, які відслонюються біля гирла правого витoku потоку Брадул – правого притоку р. Мокрянки. В обриві над струмком виходить на поверхню кремнієвий (“роговиковий”) горизонт (пот. 7 м) менілітової світи. Він представлений шарами і лінзами (пот. 5–10 см) чорних паралельношаруватих кременів і аргілітів, що

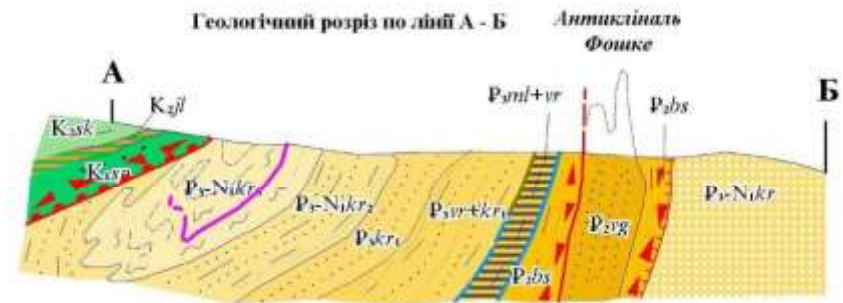
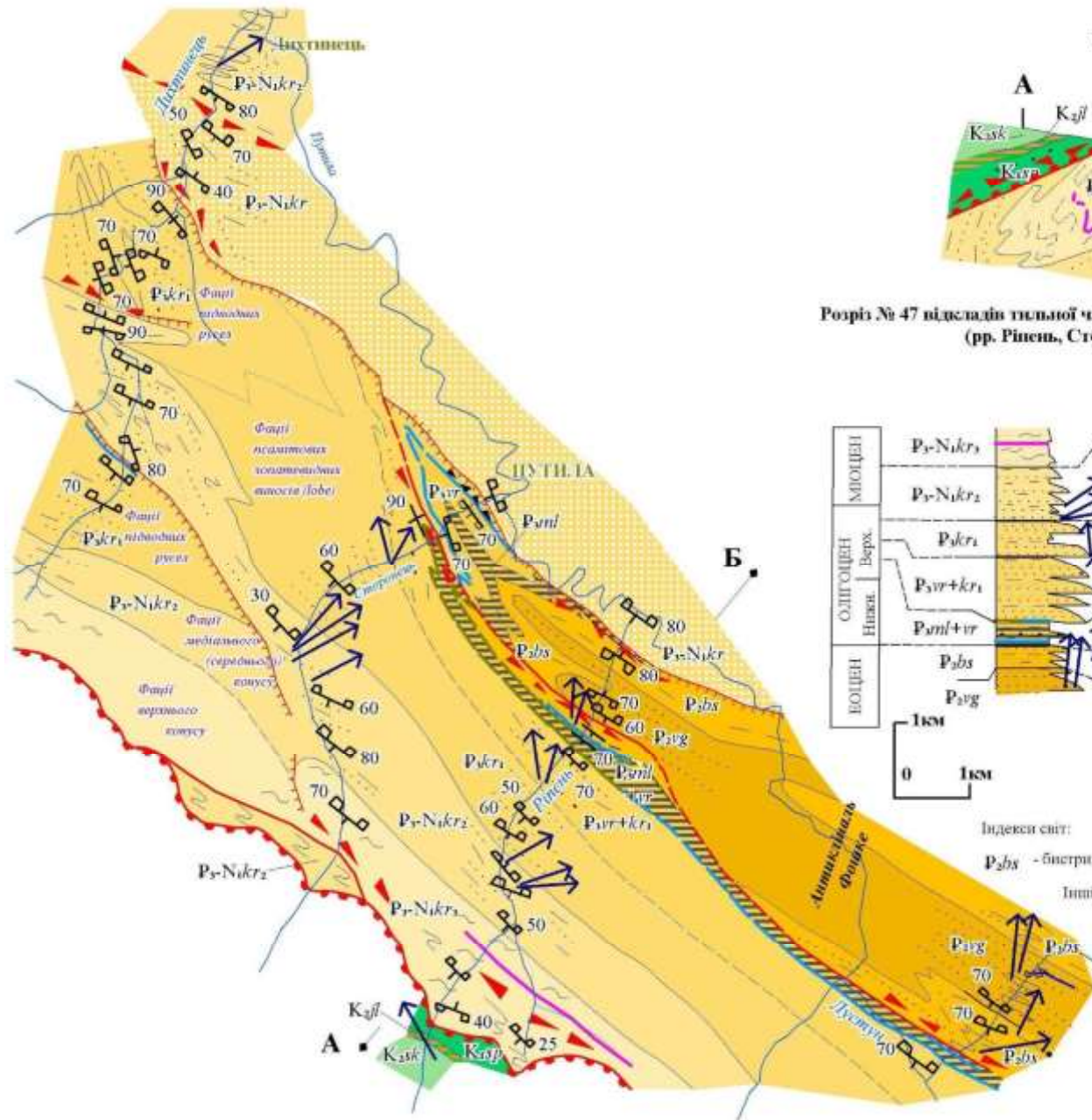
переверстовуються в рівних пропорціях. Вони, відповідно до своїх текстурних ознак, відносяться до геміпелагітів. Під ними відслонюються чорні (рибницький горизонт ?) і сіро-зелені (шешорський (?) горизонт) паралельношаруваті аргіліти (видимою потужністю 5–6 м), які також відносим до геміпелагітів. Вище кремнієвого горизонту лежать чорні листуваті аргіліти (геміпелагіти), типові для менілітової світи. Вони містять прошарки (до перших дециметрів) скісно- і паралельношаруватих алевролітів та пісковиків – відкладів придонних течій та низькогустинних каламутних потоків, а також лінзи сидеритів геміпелагічного походження. Світа зім`ята в дрібні складки, її вірогідна потужність – не більше 100 м. Вона поступово нарощується верецькою світою – сірим флішем: тонкоритмічним, іноді середньоритмічним чергуванням сірих слюдистих пісковиків, алевролітів, аргілітів з окремими прошарками чорних аргілітів менілітового типу. Іноді спостерігаються неясновиражені елементи циклу Боума типу  $T_{abc}$ ,  $T_{bc}$ . За генезисом ці седименти відносимо до відкладів течій, слабоструктурованих турбідитних потоків та до геміпелагічних фонових утворень. Верецька світа завершує розріз найбільш внутрішніх елементів Скибової одиниці в басейні Мокрянки. Її потужність тут досягає перших сотень метрів.

**Розріз палеогенових відкладів (№ 47). Внутрішня частина Скибового покриву (Веховинська западина) (див. рис. А. 23).** Тут значно повніше, ніж в попередніх розрізах, розвинені олігоцені і міоценові відклади. Вони досліджувались нами [137] перед фронтом Чорногорського покриву в басейні р. Путила по її річищу і притоках Дихтинцю, Сторонцю, Ріпеню, Лустуну (див. рис. А. 23, *розріз № 47*) та басейнах рік Білого і Чорного Черемошів. Найнижча частина стратиграфічного розрізу тут представлена еоценовим флішем і розкрита в ядрі антикліналі Фошке. По потоках Ластун та Ріпень вона виражена вигодською світою (пот. > 500 м) – товстошаруватими різнозернистими пісковиками з масивними ( $T_a$ ) і гомогенними текстурами (продукти

високогустинних турбідитових та зернових потоків), лінзами (до 0,5 – 0,6 м) гравелітів (відклади уламкових потоків чи низи турбідитних пластів) з кластами зелених філітів. Такий же вигляд має світа і нижче по долині р. Путили та річищу р. Черемош (див. рис. 4.19).







Розріз № 47 відкладів пильної частини Скибового покриву поблизу м. Путилі (рр. Ріпень, Сторонень, Дихтинень, Лузуги).



**УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ**  
 Індекси сніт: K<sub>3sk</sub> - шипотська, K<sub>3pl</sub> - зловенька, K<sub>3sk</sub> - скупівська, P<sub>3vg</sub> - вигодська, P<sub>3bs</sub> - бистрицька, P<sub>3ml</sub> - мєніатова, P<sub>3vr</sub> - верещка ("перехідна"), P<sub>3-N1kr</sub> - зросненська.  
 Інші умовні позначення див. на рис. А. 1.

Рис. А. 23. Розріз № 47 відкладів та геологічна карта Скибового покриву в районі м. Путилі. Масштаб карти та розрізів 1:90 000. Склад О. М. Гнилко, враховані матеріали (Ващенко, 2003 [23]).

На ній нормально залягає бистрицька світа (пот. до 500 м) – середньоритмічний середньо-верхньоеоценовий фліш – чергування піскуватих турбідитів ( $T_{abcde}$ ,  $T_{bcde}$ ) з глинистими зеленими геміпелагітами. Іноді в ньому наявні шари дрібнозернистих пісковиків “орівського” вигляду, які характеризуються тонкою ламінацією та великою кількістю біогліфів і, мабуть, відклалися придонними течіями. В турбідитах заміряні відбитки палеотечій вказують на північно-східний напрям палеотранспорту матеріалу.

Вище за розрізом відслонюється олігоценова менілітова світа (пот. 90 – 120 м) – переважно піскуваті відклади з вкладками (1–4, до 10–12 м) чорних листуватих аргілітів геміпелагічного походження. В її основі залягає нечітко виражений кременистий горизонт – декілька прошарків (до перших дм) серед аргілітів чорних кременів та сірих тонколамінованих (“смугастих”) вапняків, які відносяться до пелагічних утворень. Рухаючись вгору спостерігаємо зменшення кількості вкладок чорних аргілітів, породи набувають сірого забарвлення і переходять у верецьку світу, яка тут має незначну (десятки метрів) потужність. В перетині по потоку Ріпень в 30 м від покрівлі менілітової світи відслонюється горизонт кременів, що тут мабуть фаціально заміщує головецькі “смугасті” вапняки. Стратиграфічно вище розвинені пісковики, які вже відносимо до кросненської світи, хоча вони також містять прошарки чорних аргілітів. На берегах потоку Сторонець на цьому ж рівні над горизонтом “смугастих” вапняків спостережена седиментаційна лінза (пот. до перших метрів) відкладів грязекам'яного (debris-flow) потоку, в якому містяться необкатані фрагменти цих же “смугастих” вапняків та перевідкладеного флішу.

Кросненська світа (олігоцен-міоцен) в розрізі чітко розділяється на три підсвіти (як і в Турківському покриві Сілезького покриву): нижню (1200–1300 м) – піскувату, (груборитмічного сірого флішу з малопотужними пачками алевролітів і аргілітів, в низах якого містить пачки чорних менілітоподібних порід); середню (до 800 м) – середньоритмічного сірого флішу (з приблизним співвідношенням між пісковиками, алевролітами і аргілітами як 1:1:1) і верхню

(> 400 м) – пелітову (тонкоритмічне перешарування сірих аргілітоподібних глин і алевролітів з поодинокими проверстками пісковиків). Переходи між ними поступові. Світа завершує розріз флішу перед фронтом Чорногорського покриву у Верховинській западині.

Нижньокросненські пісковики складені потужними (до перших метрів) пластами, які характеризуються масивними гомогенними, іноді пудинговими текстурами. Градаційна шаруватість чітко не виражена. В них часто зустрічаються різнообкатані уламки менілітових і інших флішових порід. Замірні відбитки палеотечій на нижній поверхні пластів вказують на північний та північно-східний напрямок палеотранспорту матеріалу.

Середньоритмічний фліш (вкладки в нижньокросненській підсвіті та середньокросненська підсвіта) складені шарами, середня потужність яких перші дециметри, різнозернистих погано відсортованих пісковиків, алевролітів, аргілітів (див. рис. 4. 24). Текстури пісковиків та алевролітів переважно скісно-чир паралельношаруваті, аргілітів – масивні гомогенні та тонкопаралельноламіновані. Відбитки палеотечій вказують на північно-східний та східний напрям переміщення кластичного матеріалу.

У верхньокросненській підсвіті мергелисті аргілітоподібні глини є гомогенними та паралельношаруватими і містять поодинокі прошарки та лінзи скісношаруватих алевро-псамітів, а також (верхів`я потоку Ріпень) вкладку (пот. до 1 м) сильно змінених світло-сірих туфів середнього чи кислого складу (див. рис. 4. 25). В басейні р. Чорний Черемош поблизу Чорногорського насуву (с. Красник, Верховинського р-ну Івано-Франківської області) серед сірих глин розвинені лінзи гіпсів, а також присутні фрагменти (до кількох метрів) червоних пелітових еоценових (?) порід, які можуть бути [79] олістолітами в розвиненій перед фронтом Чорногорського покриву олістостромі.

Загалом, у цій частині Карпат у відслоненнях ми не спостерігали класичних турбідитних текстур Боума в менілітово-кросненських олігоценових відкладах. Натомість в еоценових породах ядра антикліналі Фошке ці текстури добре

виражені. Мабуть, в олігоценно-міоценовий час седиментаційні процеси тут не були зумовлені добре структурованими турбідитними потоками.

**Розріз крейдово-палеогенових відкладів по р. Прут (№ 48). Скибовий покрив, Орівська скиба (див. рис. А. 24).** Нижня частина розрізу представлена стрийською світою, яка тут чітко ділиться на три підсвіти. Нижня підсвіта (пот. > 200 м) виходить на поверхню на південній околиці с. Дора по берегах р. Прут в 900–1900 м вище гирла потоку Боярського, де представлена середньоритмічним, рідше товсторитмічним флішем, вираженим перешаруванням сірих пісковиків, алевролітів, аргілітів, рідше мергелів. Пласти пісковиків середньою потужністю до 0, 2 – 0, 4 м, досягають 1 – 1, 5 м, їх кількість – 70-80 %. Псаміти поліміктові, з великою кількістю кварцу, збагачені слюдою, різнозернисті до гравелітів, в них часто (особливо на верхній поверхні пластів) спостерігаються необкатані уламки темної вуглистої речовини розміром до 1 см. Флішу притаманні ясно виражені класичні текстури Боума типу  $T_{abcde}$ , що вказує на його турбідитний генезис, деякі паралельноламіновані аргіліти та мергелі мають геміпелагічне походження. Вище за течією р. Прут відслонюється середня підсвіта (пот. 400–450 м), яка відрізняється від попередньої збільшенням кількості товстошаруватих (> 1 м) псамітів. Зауважим, що породи дислоковані в складки, які іноді важко фіксувати (це проявлено і в багатьох інших розрізах), внаслідок чого їх значна протяжність по річищу створює оманливе враження дуже значної потужності стрийської світи. В 500 – 1500 м вище гирла потоку Чорногориця по руслу р. Прут відслонюється верхньострийська підсвіта, виражена середньо- і тонкоритмічним (у верхній частині) флішем (пот. 200–250 м), кількість пісковиків в якому досягає 50 %. Це перешарування геміпелагітів та турбідитів з текстурами типу  $T_{bcde}$ ,  $T_{cde}$ .

В 200 м ниже автомобільного і залізнодорожного мостів в м. Яремче на лівомі березі р. Прут серед сірого тонкоритмічного флішу спостерігається вкладка (пот. 20 м) суттєво глинистих утворень з прошарками зелених і червоних

аргілітів геміпеллагічного походження, які належать до яремчанського горизонту ямненської світи.





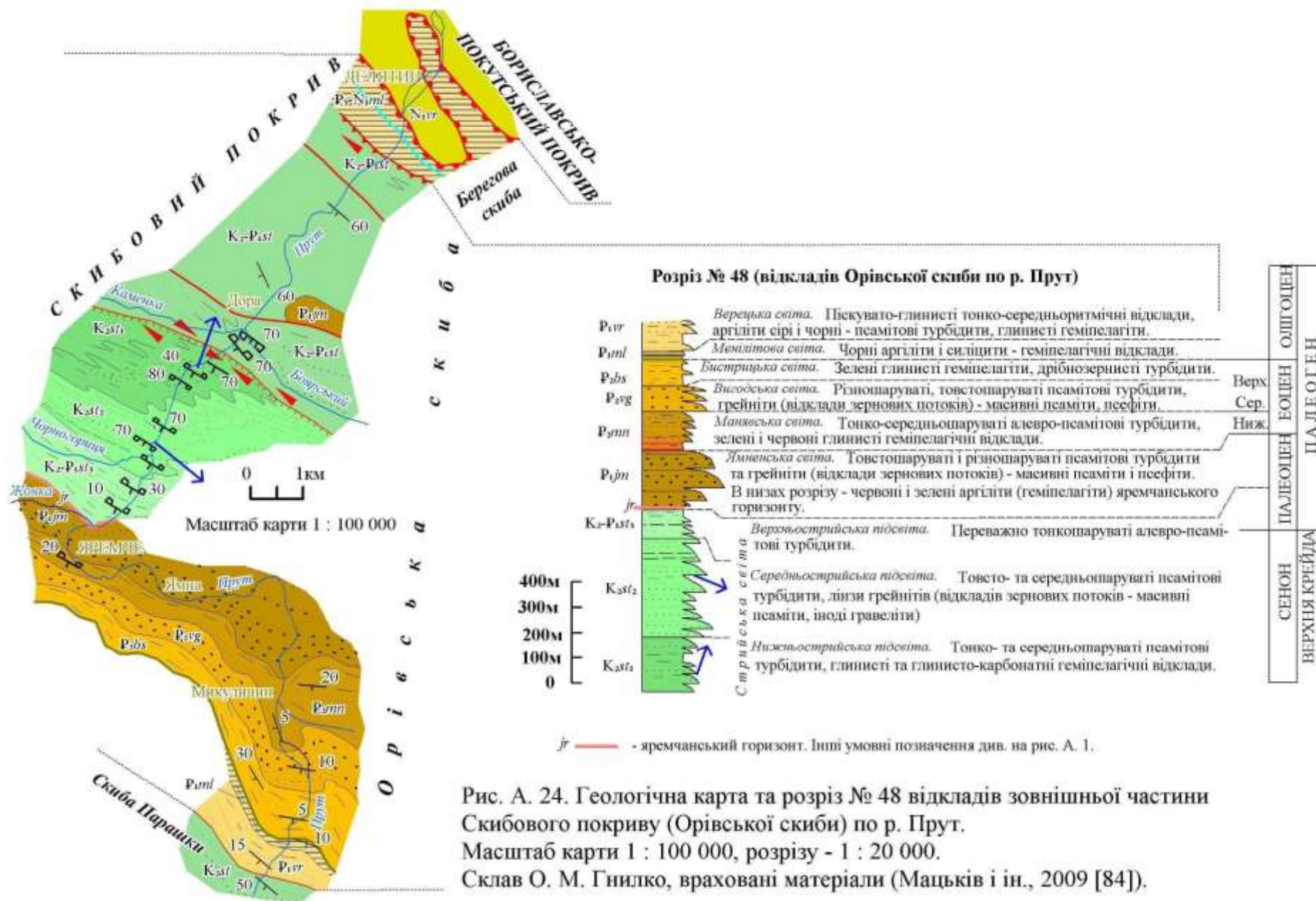


Рис. А. 24. Геологічна карта та розріз № 48 відкладів зовнішньої частини Скибового покриву (Орівської скиби) по р. Прут. Масштаб карти 1 : 100 000, розрізу - 1 : 20 000. Склад О. М. Гнилко, враховані матеріали (Мацьків і ін., 2009 [84]).

Вище за течією та стратиграфічним розрізом розвинені скелясті виходи грубого флішу та товстошаруватих пісковиків ямненської світи (пот. 250-300 м), які характеризуються масивними гомогенними і пудинговими текстурами, іноді елементами Боума типу  $T_{abc}$  і відносяться до продуктів діяльності зернових та високогустинних турбідитних потоків. Деяким псамітам властива крупна скісна шаруватість. Вони, вірогідно, відкладені потужними придонними течіями. Ці виходи складають знаменитий водопад в м. Яремче. Зауважим, що дещо нижче водопаду серед пісковиків розвинені малопотужні прошарки зелених і червоних аргілітів, що також належать до яремчанського горизонту. В

400 м вище водопаду на лівому березі р. Прут відслонюється тонкосередньоритмічний строкатобарвистий фліш манявської світи (пот. 150-200 м) – перешарування суттєво кварцових дрібно-середньозернистих пісковиків (до 50 %), алевролітів, сірих, зелених та червоних аргілітів. Строкати глинисті породи тяжіють до нижньої частини світи. Манявський фліш – це відклади дрібно- і середньозернистих турбідитних потоків, придонних течій, а також геміпелагіти (червоні і зелені пеліти). Їм притаманні біогліфи.

Вище гирла потоку Прутець-Чемеговський по річищу Прута виходять на поверхню товстошаруваті пісковики з гомогенними та паралельно- і скісноламінованими текстурами (грейніти, турбідити) вигодської світи (пот. 100 м), а ще вище – зелені аргіліти (геміпелагіти) з прошарками (5–10 см) скременілих алевролітів та дрібнозернистих суттєво кварцевих пісковиків (турбідити з текстурами типу  $T_{bcde}$ ,  $T_{cde}$ , відклади течій) бистрицької світи (пот. 100 м). Вони нормально перекриваються чорними кременями, аргілітами (геміпелагіти), алевро-псамітами (турбідити, відклади течій) менлітової світи (пот. 15-20 м) та тонко-середньоритмічним флішем (псамітові турбідити, сірі і чорні глинисті геміпелагіти) верецької світи (200–300 м), яка тут завершує стратиграфічний розріз Скибового покриву.

**Розрізи крейдово-палеогенових відкладів по р. Бистриця-**



**Надвірнянська (№ 49, 50). Скибовий покрив (див. рис. А. 25).** В розрізі № 49 розкривається стратиграфічна послідовність порід *Орівської скиби*, подібна до описаної в розрізі № 48. Проте в стрийській світі тут не виділяються підсвіти, в той же час в ній (нижче горла потоку Хрепилів) фіксуються прошарки червоних аргілітів. Чітко не вирізняється також яремчанський горизонт, що, мабуть, або не відслонюється, або фаціально заміщується сірим флішем.

По річищу Бистриці-Надвірнянської нижче за течією відслонюється стратиграфічний розріз *Берегової скиби*, який суттєво відрізняється від описаних вище як малою потужністю, так і дещо іншим складом порід (див. рис. А. 25, *розріз № 50*). Його найнижчу ланку також складає стрийська світа, яка, проте, виражена тонкоритмічним зеленувато-сірим флішем (відкладами низькогустинних турбідитових потоків, що чергуються з глинистими геміпелагітами). Вона виходить на поверхню в ядрі невеликої антикліналі на північно-східній околиці с. Пасічна. Видима її потужність – 100 – 150 м. На північному крилі антикліналі відслонюються товстошаруваті (до 2–3 м) сірі пісковики з масивними текстурами (грейніти, турбідити типу  $T_a$ ,  $T_{abc}$ ) ямненської світи (пот. 20–25 м). Вище за розрізом – виходи тонкоритмічного суттєво глинистого зеленого флішу манявської світи (пот. 120–130 м), складеного аргілітами з проверсткками (до 10 см) кременистих алевролітів та дрібнозернистих пісковиків, а також, у горішній частині – зелених кременів. Манявські утворення тут – це геміпелагіти з прошарками дрібнозернистих турбідитів. У верхній частині світи у кількох відслоненнях в с. Пасічна виходять на поверхню пласти (пот. до 1 – 1, 5 м) конгломератів та гравелітів з уламками (до 10–20 см) “екзотики” – зелених філітів, пелітоморфних сірих вапняків, а також осадових порід (аргілітів). Конгломерати ненасичені і мають вигляд відкладів підводнохилових мулисто-уламкових потоків. Наявні також шари піскуватих турбідитів з текстурами типу  $T_{abcd}$  з гравелітами в підшві. Вище залягає пасічнянська світа (50–80 м), яка складена перешаруванням (від 3–10 см до 1, 3 м) пелітоморфних сірих кремевих вапняків та дрібнозернистих вапнистих

поліміктових пісковиків. Вапняки, переважно з гомогенними масивними текстурами, що свідчить про їх (гемі)пелагічне походження.



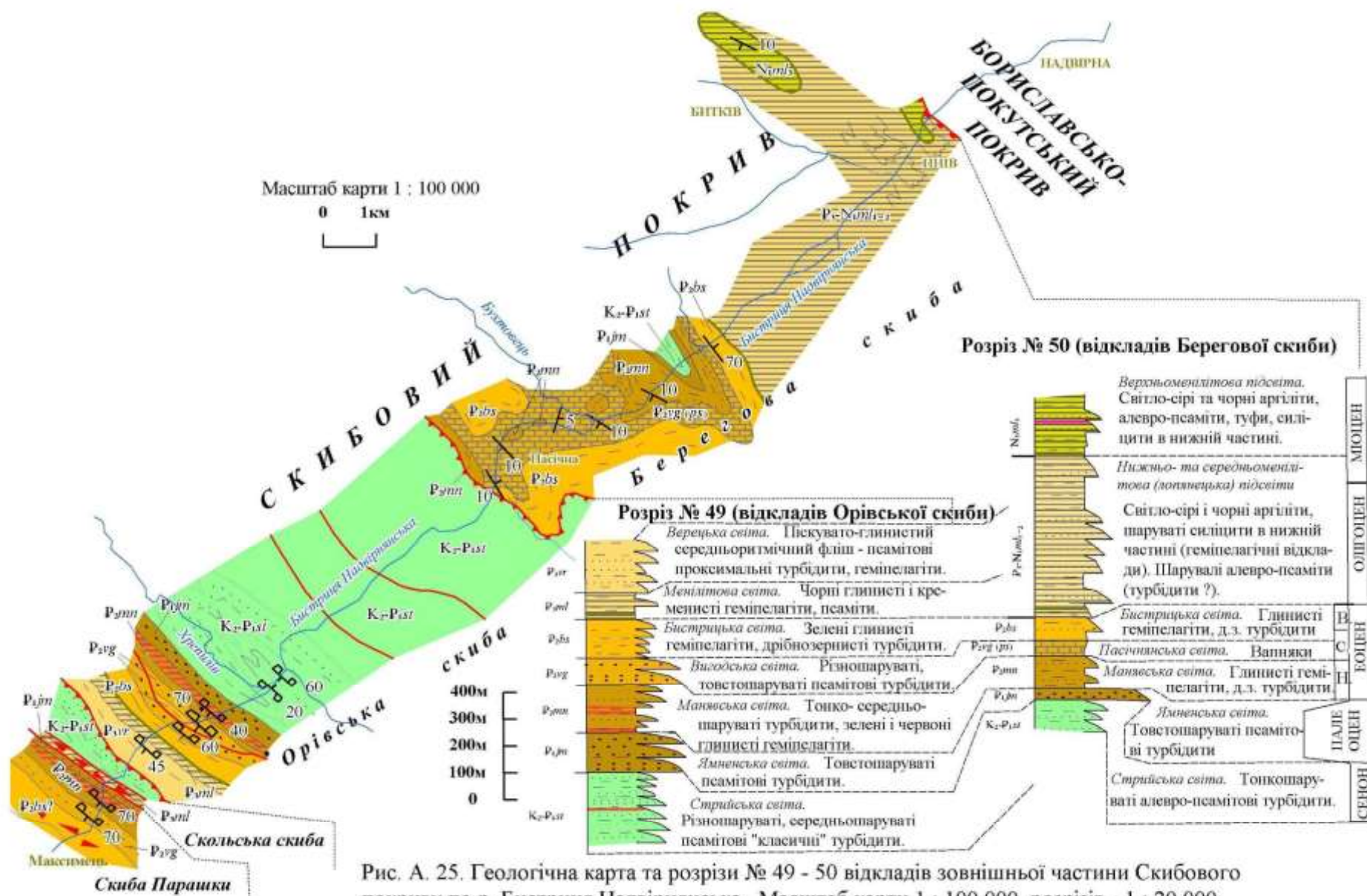


Рис. А. 25. Геологічна карта та розрізи № 49 - 50 відкладів зовнішньої частини Скибового покриву по р. Бистриця Надвірнянська. Масштаб карти 1 : 100 000, розрізів - 1 : 20 000.

Умовні позначення див. рис. А. 1. Склад О. М. Гнилко, враховані матеріали (Державна..., 2009 [128]).

Пісковики масивні, паралельно- і скісноверстовуваті, вірогідно є продуктами придонних течій і турбідитних потоків. На пасічнянських утвореннях згідно лежить тонкоритмічний фліш – перешарування зелених паралельношаруватих аргілітів (геміпелагітів), алевролітів і дрібнозернистих пісковиків

(дрібнозернистих турбідитів типу  $T_{cde}$ ,  $T_{bcde}$ ) бистрицької світи (до 100 м). В її низах відмічений пласт (0, 7 м) “екзотичного” конгломерату, а у верхах – шешорський горизонт світло-сірих мергелів з вкладками чорних аргілітів [166].

Еоценовий фліш цієї скиби згідно перекритий олігоценно-міоценовою менілітовою світою, яка відслонюється нижче за течією р. БистрицяНадвірнянська та вздовж її лівої притоки – р. Битківчик і представлена трьома підсвітами [84]. Нижня підсвіта (пот. 420 м по р. Битківчик) складена чорними коричневуватими збагаченими органікою переважно невапнистими аргілітами з нижнім кременевим горизонтом (30 м) в долішній ланці та вкладками світлосірих різнозернистих клівських пісковиків. Глинисті та кременисті відклади характеризуються паралельношарватими тонко-середньоритмічними (чергування світлих та темних різновидів) текстурами і відносяться до геміпелагітів. Пласти пісковиків (0,01–0,6 м) мають масивні гомогенні, іноді паралельно- і скішношаруваті текстури і належать грейнітам чи турбідитам з елементами циклу Боума типу  $T_{abcd}$ . Середня підсвіта (пот. 490 м) вздовж Бистриці-Надвірнянської представлена геміпелагітами – тонкосередньоритмічним перешаруванням чорних невапнистих, сірих вапнистих аргілітів, мергелів, сидеритів, які містять пласти (до кількох метрів) псамітових турбідитів та грейнітів – клівських пісковиків. Верхня підсвіта розпочинається верхнім кременевим горизонтом (пот. 35 м) – чорними та світлими кремнистими аргілітами з прошарками кременів, які відносимо до геміпелагітів. Підсвіта подібна до нижньоменілітової, проте містить лінзи туфів кислого складу (г. Велика Гига біля м. Битків). Вона має потужність біля 200 м та у відслоненнях біля р. Бистриця-Надвірнянська завершує розріз Берегової скиби.

Значно повніше верхня міоценова частина розрізу Берегової скиби відслонюється на північному сході від описаної ділянки вздовж р. Чечва

**Розріз палеогенових відкладів по р. Чечва (№ 51) Передова частина Скибового покриву (Берегова скиба) (див. рис. А. 26).** Тут розріз представлений тільки олігоценом – міоценом. Олігоценова його частина виражена нижньо- та середньоміоценовою підсвітами, подібними до описаних в попередньому розрізі. Міоценова частина складена верхньоміоценовою підсвітою та поляницькою світою. Верхньоміоценові утворення (пот. до 1000 м) розкриті в скелястому лівому березі Чечви, де складені чорними листуватими аргілітами з прошарками сидеритів, рідше алевролітів і пісковиків. Вони вміщують пачку масивних світло-сірих туфів, туфітів та туфопісковиків (“чечвинських”) потужністю до 60 м (див. рис. 4. 23). Поступово (через перешаровування) вгору за розрізом зникають чорні некарбонатні аргіліти, заміщуючись сірими мергелеподібними пелітами, і на протязі кількох десятків метрів відслонюється перехідна товща, де перешаровуються сірі і чорні глинисті породи. Вище лежить сірокольорова товща мергелеподібних глин з лінзами різнозернистих пісковиків, яка відноситься до поляницької світи (пот. 400 м). Глинисті чорні і сірі седименти відносимо до геміпелагітів, піскуваті – до відкладів течій чи слабких турбідитних потоків. В породах світи виявлені форамініфери раннього міоцену та нанопланктон зон NN2, NN3, NN4 [115].

**Розрізи крейдово-палеогенових відкладів по р. Дністер (№ 52); рр. Стрий, Опір (№53); рр. Опір, Орява (№ 54); р. Тисмениця (№ 72). Скибовий покрив (див. рис. А. 27, А. 33).** Розрізи знаходяться в центральній і північно-західній ділянці зовнішньої частини Скибового покриву. В розрізі № 53 (див. рис. А. 27) розвинена повна стратиграфічна послідовність *Орівської скиби*, в якій стрийська, ямненська (див. рис. 4. 18), манявська, вигодська світа складена такими ж літологічними і літодинамічними відмінами, які описані вище (не зафіксований, проте, яремчанський горизонт строкатих пелітів). Суттєво відрізняються середньо-верхньоєоценові утворення, тут бистрицький ритмічний

фліш заміщується попельською світою, складеною шаруватими мергелями геміпелагічного походження з лінзами відкладів мулисто-уламкових потоків – дебритів, що формують невеликі олістостроми (див. рис. 4. 21).



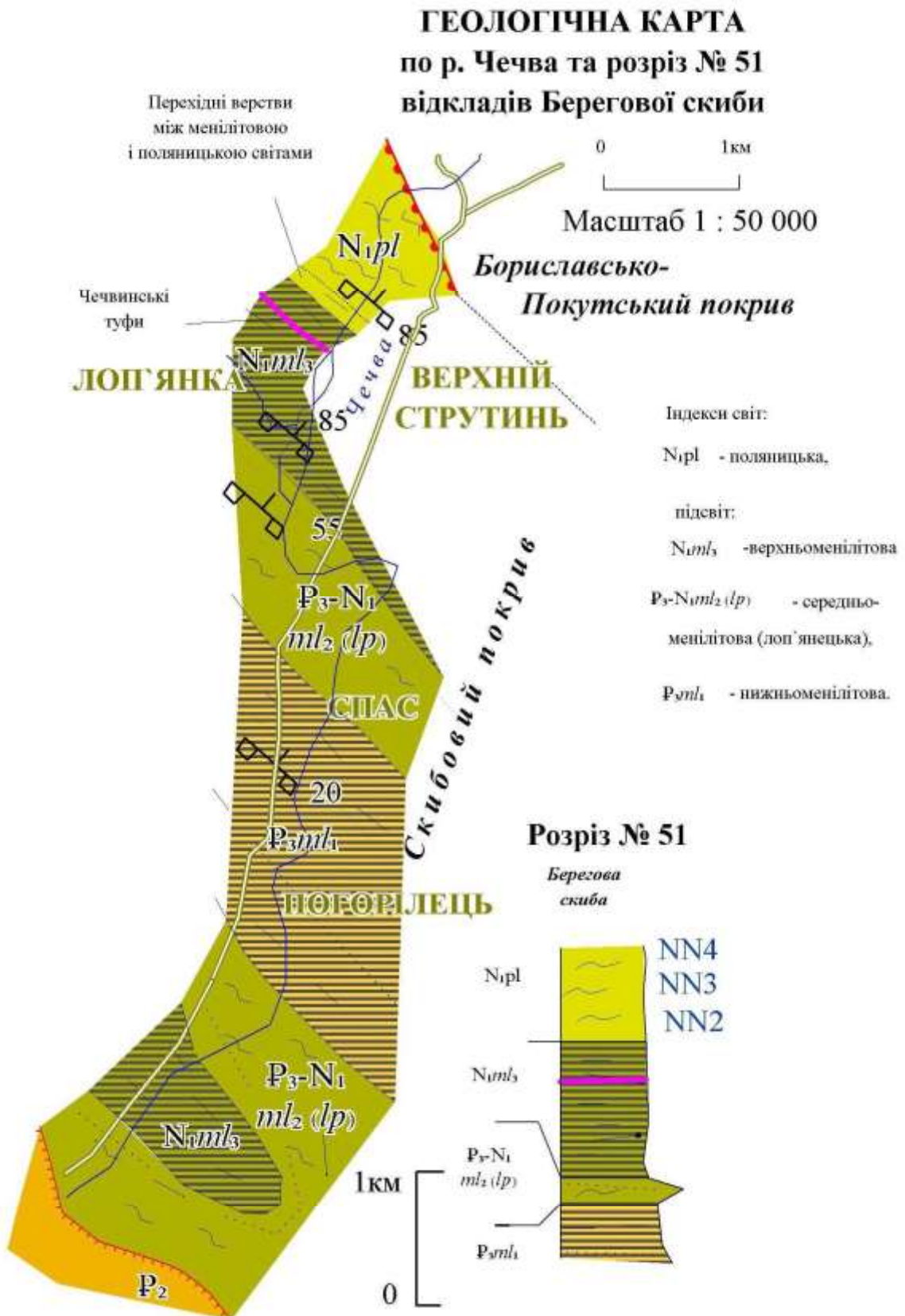
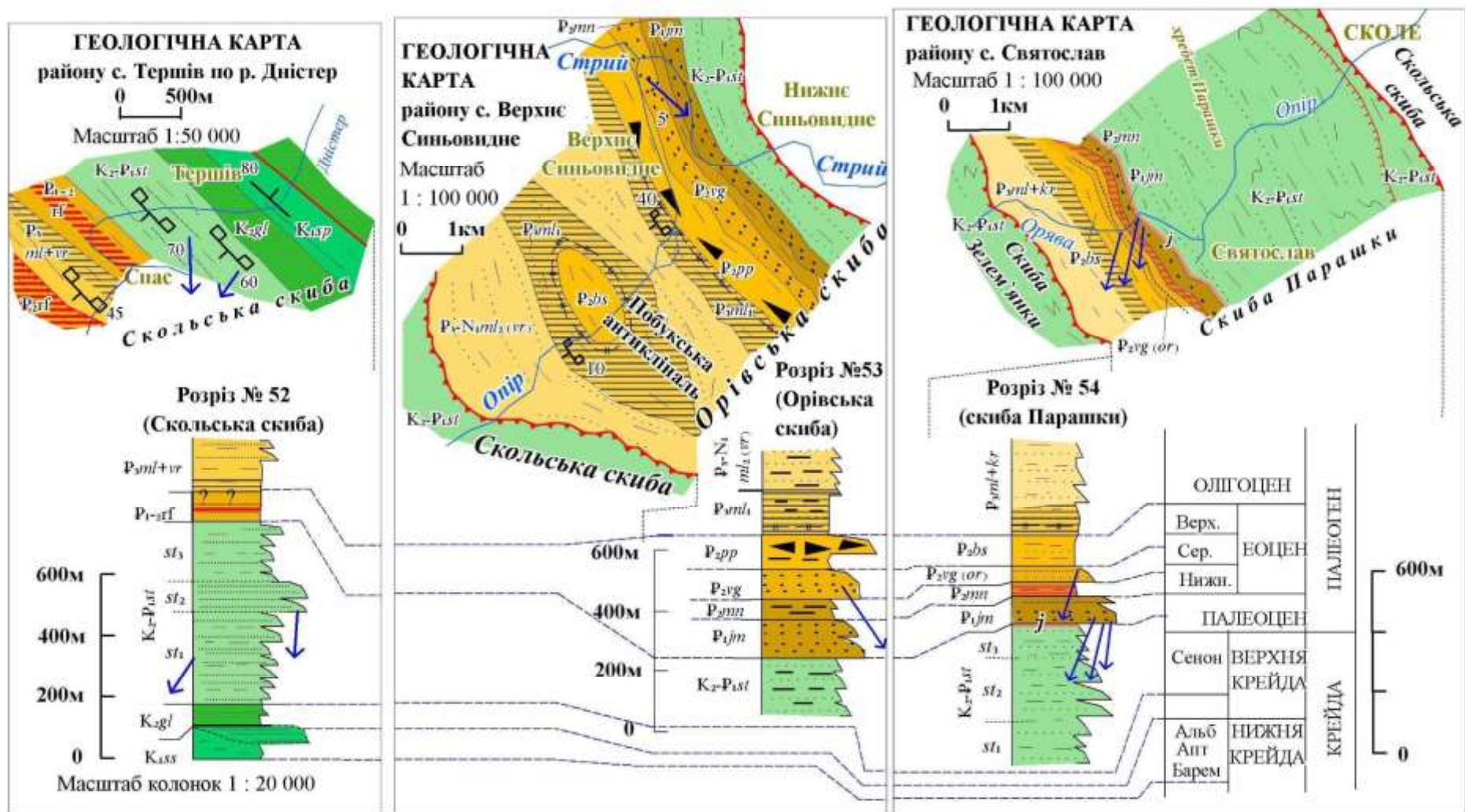


Рис. А. 26. Геологічна карта і розріз відкладів № 51 по р. Чечва (Берегова скиба Скибового покриву). Склад О. М. Гнилко. Визначення нанопланктону А. С. Андреевої-Григорович.





Індекси світ:  $K_{1ss}$  - спаська,  $K_{1gl}$  - головницька,  $K_2-P_1st$  - стрійська,  $P_1jm$  - ямненська,  $P_{1-2}stf$  - товща токоритмічного флішу,  $P_{2mn}$  - манявська,  $P_2vg$  - вигодська,  $P_2vg(or)$  - вигодська (оравська),  $P_{2bs}$  - бистрицька,  $P_{2pp}$  - попельська,  $P_3ml$  - менілітова,  $P_{3ml+kr}$  - менілітова та кросненська,  $P_{3ml+vr}$  - менілітова та верецька,  $P_3-mli$  - нижньоменілітова підсвіта,  $P_3-N_1mli_2(vr)$  - середньоменілітова (лопанецька) підсвіта або верецька світа,  $j$  - яремчанський горизонт. Інші умовні позначення див. на рис. А. 1.

Рис. А. 27. Геологічні карти та розрізи №№ 52 - 54 відкладів Скибового покриву по ріках Дністер, Стрій, Опір, Орява. Склад О. М. Гнилко, враховані матеріали (Геологическая ..., 1976 [34]; Путеводитель ..., 1977 [152]).

Попельські утворення через шешорські зелені мергелі змінюються олігоценовою менілітовою світою, в долішній частині якої розвинений нижній кременевий горизонт, відслонений по берегах Опору (див. рис. 5. 22). На ньому лежать типові менілітові чорні листуваті аргіліти з тонкими прошарками алевролітів і пісковиків (нижня менілітова підсвіта) і, вище – погановідслонений сірий фліш (середьоменілітова підсвіта чи верецька світа).

Вище за течією р. Опір поширений подібний крейдово-палеогеновий фліш в скибах *Скольській* (потік Кам`янка) та *Парашка* (р. Орява) (див. рис. А. 27, розріз № 54). Проте, тут розвинена “нормальна” бистрицька літофація (див. рис. 4. 20), а вигодська світа часто виражена так званими “оравськими пісковиками”. Пласти оравських псамітів вирізняються наявністю великої кількості біогліфів – слідів життєдіяльності придонних організмів. Їм притаманна дрібнозернистість та відсортованість, скісношаруваті текстури часто поширені по всій поверхні окремих пластів, а елементи Боума не виражені, що може свідчити про нагромадження оравських відкладів внаслідок діяльності придонних течій.

Далі до північного заходу в районі м. Борислав в розрізі *Берегової скиби* також розвинена попельська олістостромова фація, відслонена вздовж р. Тисмениця, проте вигодські пісковики тут заміщуються тонкоритмічним флішем (*витвицька світа*), який охоплює весь еоцен під попельськими утвореннями (рис. А. 33, розріз № 72).

Ще далі до північного заходу в багатьох розрізах північно-західної ділянки Скибового покриву пісковики ямненської і вигодської світ заміщуються ритмічним палеоценово-еоценовим флішем чи глинистими строкатобарвистими відкладами. Такий розріз флішу *Скольської скиби* вивчався вздовж р. Дністер (див. рис. А. 27, розріз № 52). Тут розріз розпочинається нижньокрейдовою *спаською світою*, яка складена, переважно, геміпелагічними утвореннями – тонколамінованими і гомогенними темно-сірими і чорними аргілітами, в верхах світи – з прошарками мергелів та силіцитів. Ці утворення містять тонкі пропластки дрібнозернистих турбідитів з текстурами типу  $T_{cde}$

(алевроліти, дрібнозернисті пісковики, часто скременілі, подібні до шипотських) та лінзи (пот. 20-30 м) грейнітів – масивних та товстошаруватих погановідсортованих різнозернистих псамітів, практично, без глинистого наповнювача. Масивні (подібні до ямненських) пісковики мають назву “тершівських пісковиків”. Спаську світу нормально нарощує головнинська – світло-сірі тонкопарелельношаруваті мергелі геміпелагічного походження з прошарками алевролітів, відкладених, вірогідно, слабкими турбідитними потоками. Розміщена стратиграфічно вище стрийська світа, як і в розрізі по р. Прут (див. А. 24, *розріз № 48*), також ділиться на три підсвіти та складена такими ж літодинамічними типами – “класичними” різношаруватими турбідитами, що перешаровуються з глинистими та мергелистими геміпелагітами. Палеоценово-еоценові седименти (витвицька світа) представлені, головно продуктами геміпелагічного нагромадження – зеленими і червоними тонколамінованими пелітами з прошарками дрібнозернистих турбідитів, висипки яких спостерігаються на лівому березі Дністра. Вище після невідслоненого інтервалу на крутих схилах ріки розміщуються розрізнені виходи силіцитів кременевого горизонту, чорних та сірих глинисто-піскуватих відкладів менілітової та верецької світ, які завершують стратиграфічний розріз Скибового покриву в цьому районі.

**Розрізи палеогеново-неогенових відкладів по р. Серетель (№ 55); по р. Виженка (№ 56); по р. Рибниця (№ 57); по р. Пістинка (№ 58); в басейні р. Лючка (№ 59-63); по р. Прут (№ 64-68); по р. Бережниця (№ 69-71); по р. Тисмениця (№ 72–73); по потоку Тернавка (№ 74); по р. Вирва (№ 75); на г. Радич (№ 76). Бориславсько-Покутський і Самбірський покриви (рис. А. 33, А. 34). Розрізи показані в графічному вигляді на відповідних рисунках.**



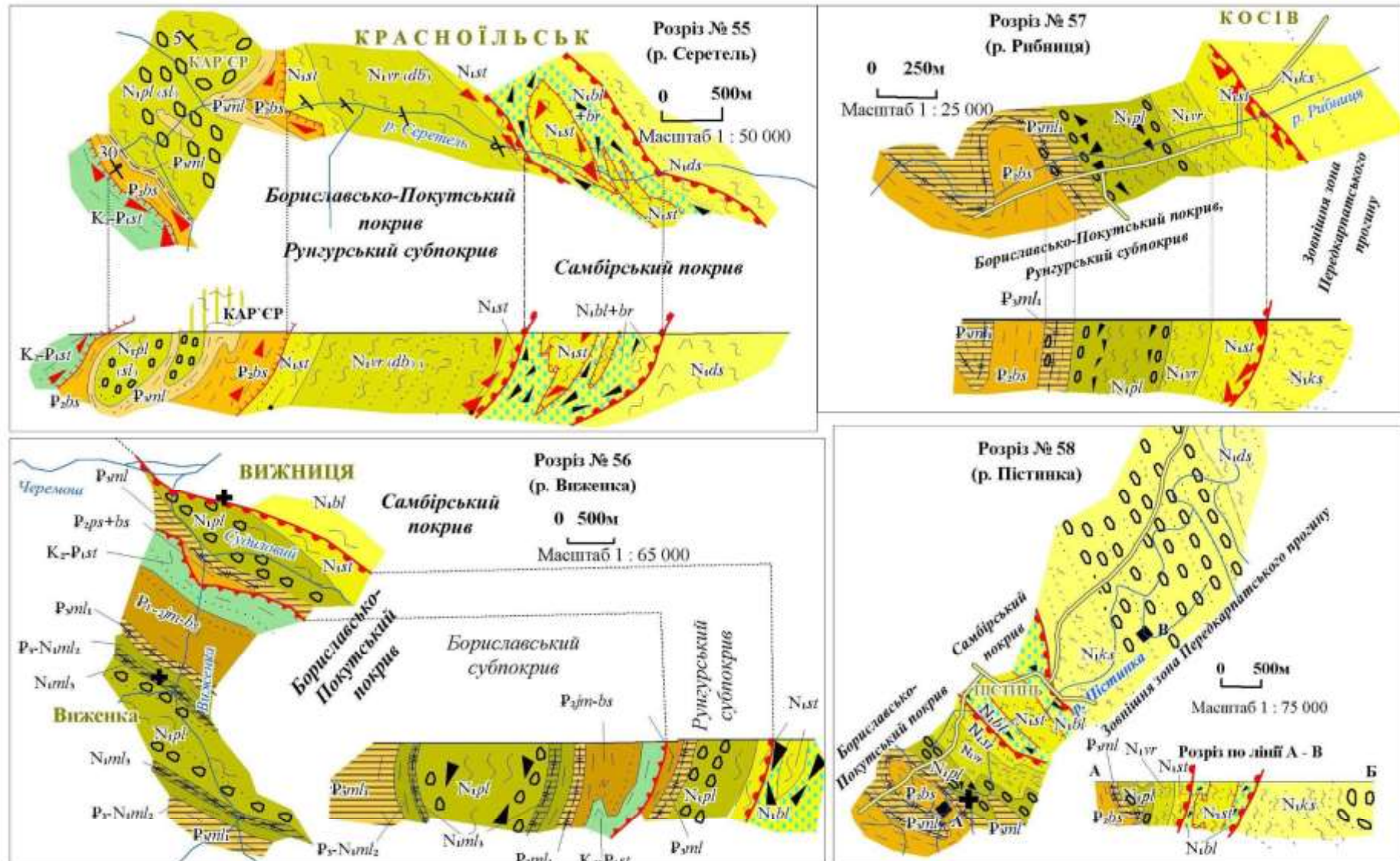
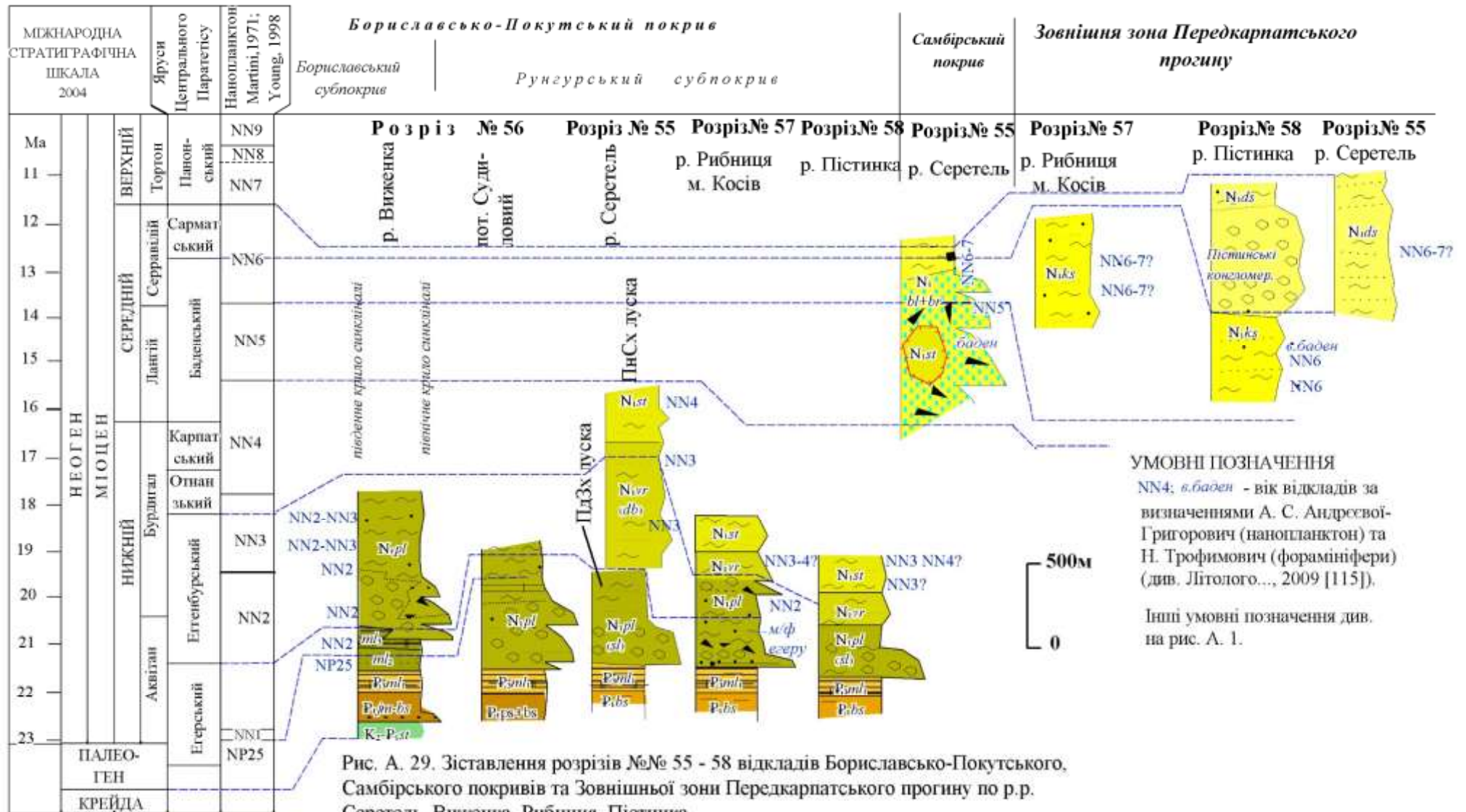


Рис. А. 28. Геологічні карти і розрізи Бориславсько-Покутського та Самбірського покривів по ріках Серетель (р-з № 55), Виженка (р-з № 56), Рибниця (р-з № 57), Пістинка (р-з № 58). Умовні знаки див. рис. А. 1. Склад О. М. Гнілко.



Склад О. М. Гнилко, враховані матеріали (Літолого..., 2009 [115]).



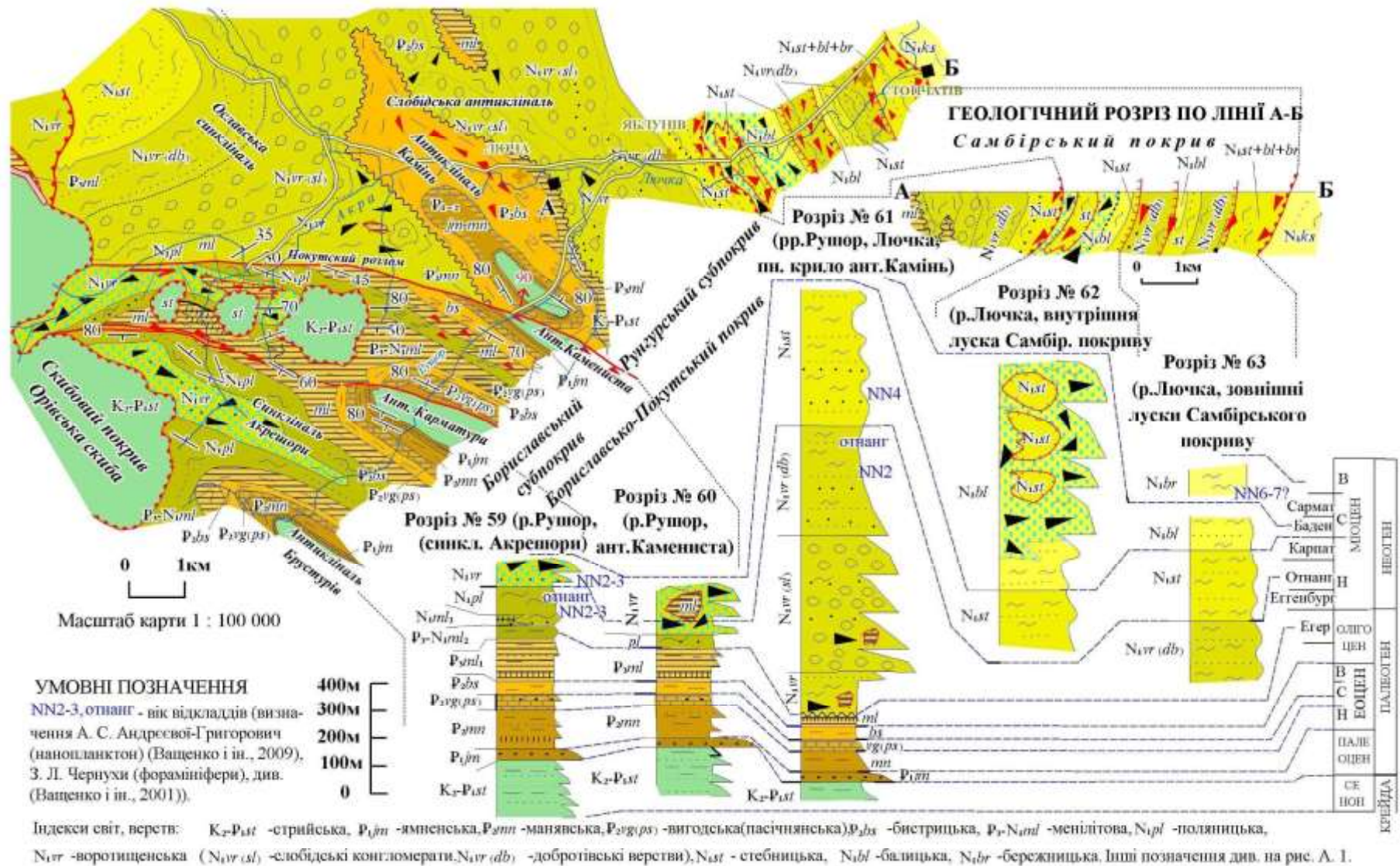


Рис. А. 30. Розрізи № 59 - 63 відкладів Бориславсько-Покутського та Самбірського покривів та геологічна карта по рр. Лючка, Акра, Рушор. Масштаб карти і геологічного розрізу 1 : 100 000, розрізів відкладів - 1 : 20 000. Склад О.М. Гнилко. Враховані матеріали [39, 84, 115].



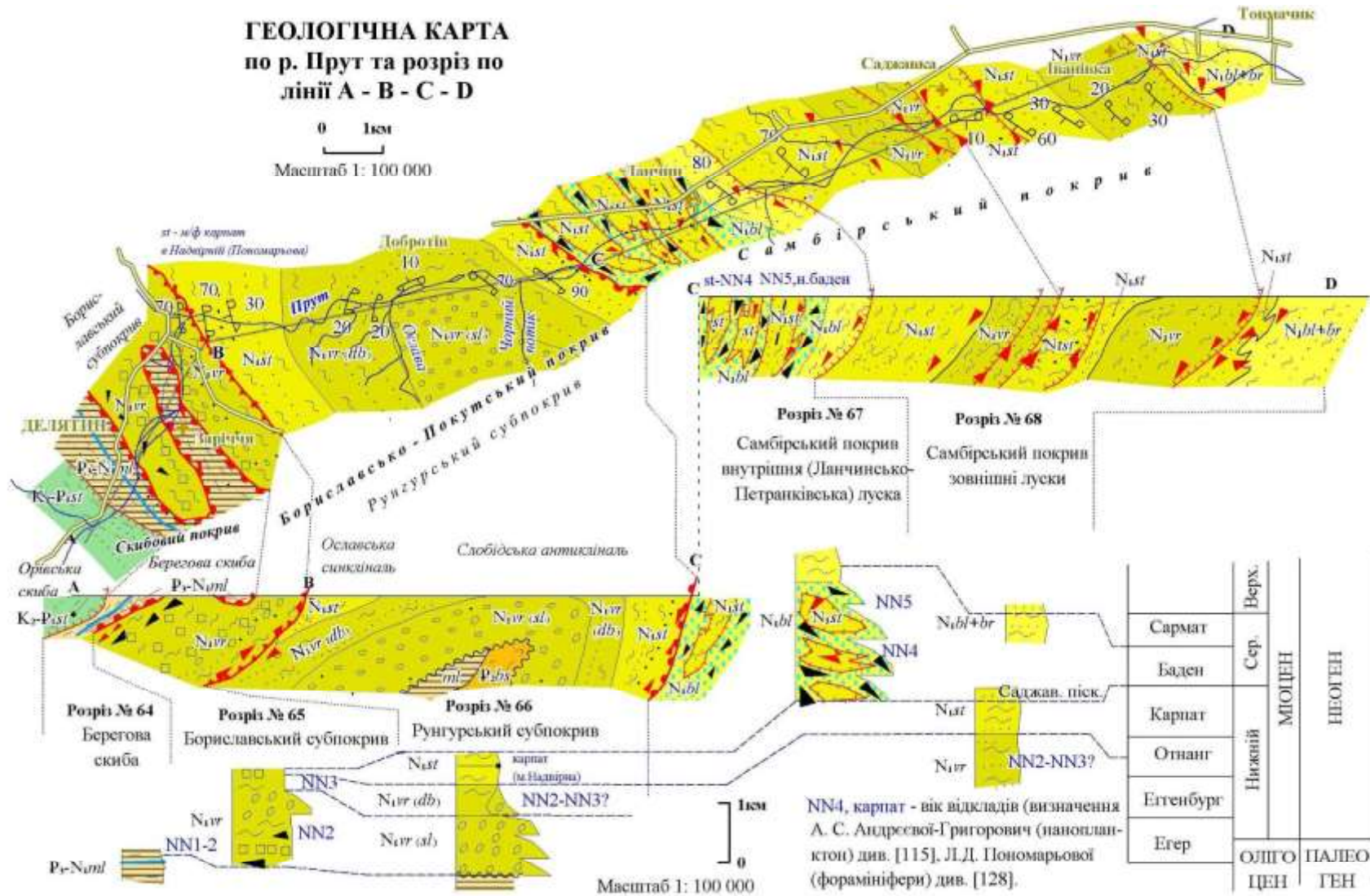


Рис. А. 31. Геологічна карта і розрізи № 64 - 68 утворень Скибового, Бориславсько-Покутського і Самбірського покривів по р. Прут. Умовні позначення дивитись на рис. А. 1; А. 30. Склад О.М. Гнилко. Враховані матеріали (Літолого.... 2009 [115]; Мацьків і ін., 2009 [128]).

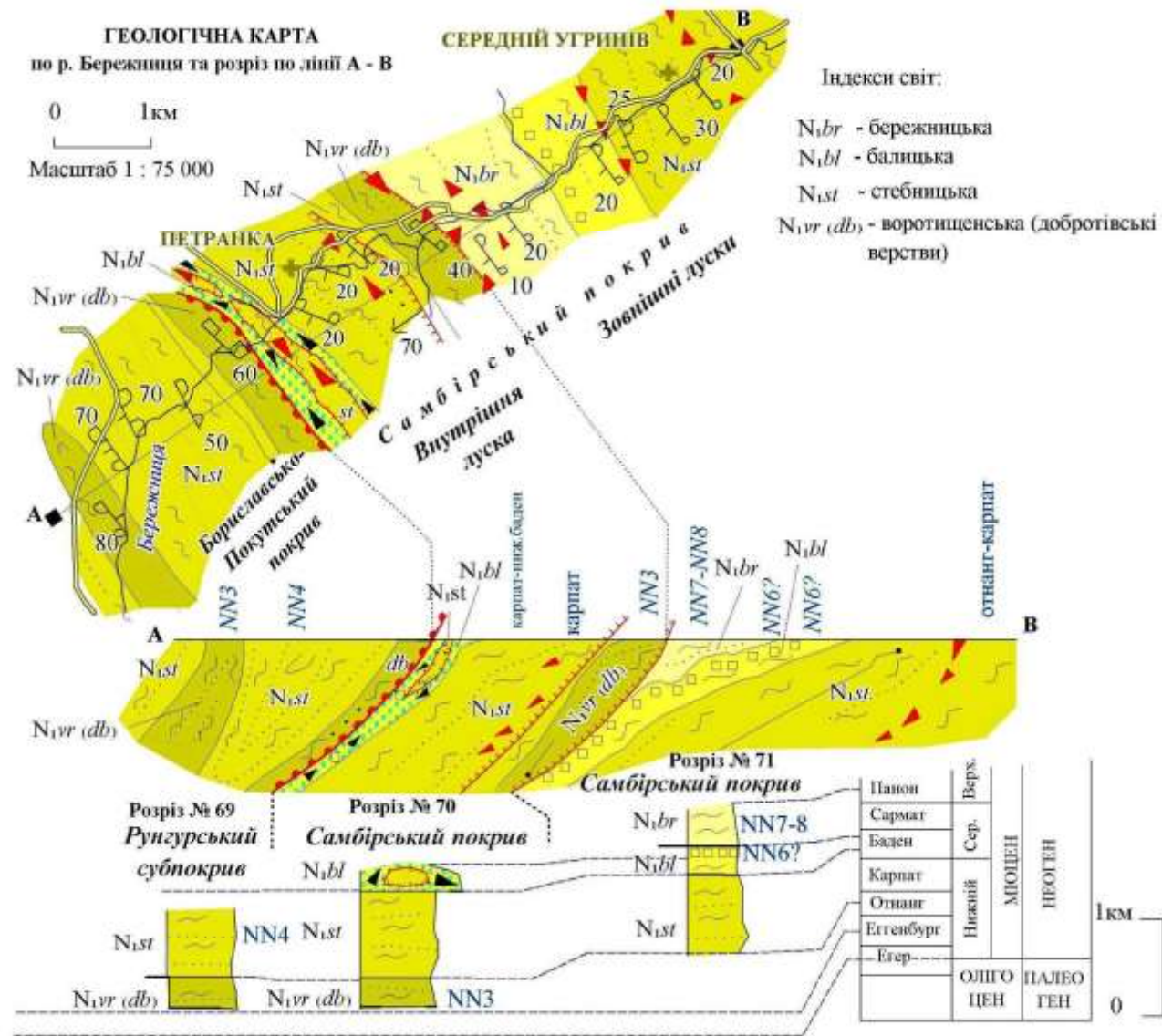


Рис. А. 32. Геологічна карта і розрізи № 69 - 71 утворень Бориславсько-Покутського і Самбірського покриттів по р. Бережниця. Умовні позначення див. рис. А. 1.



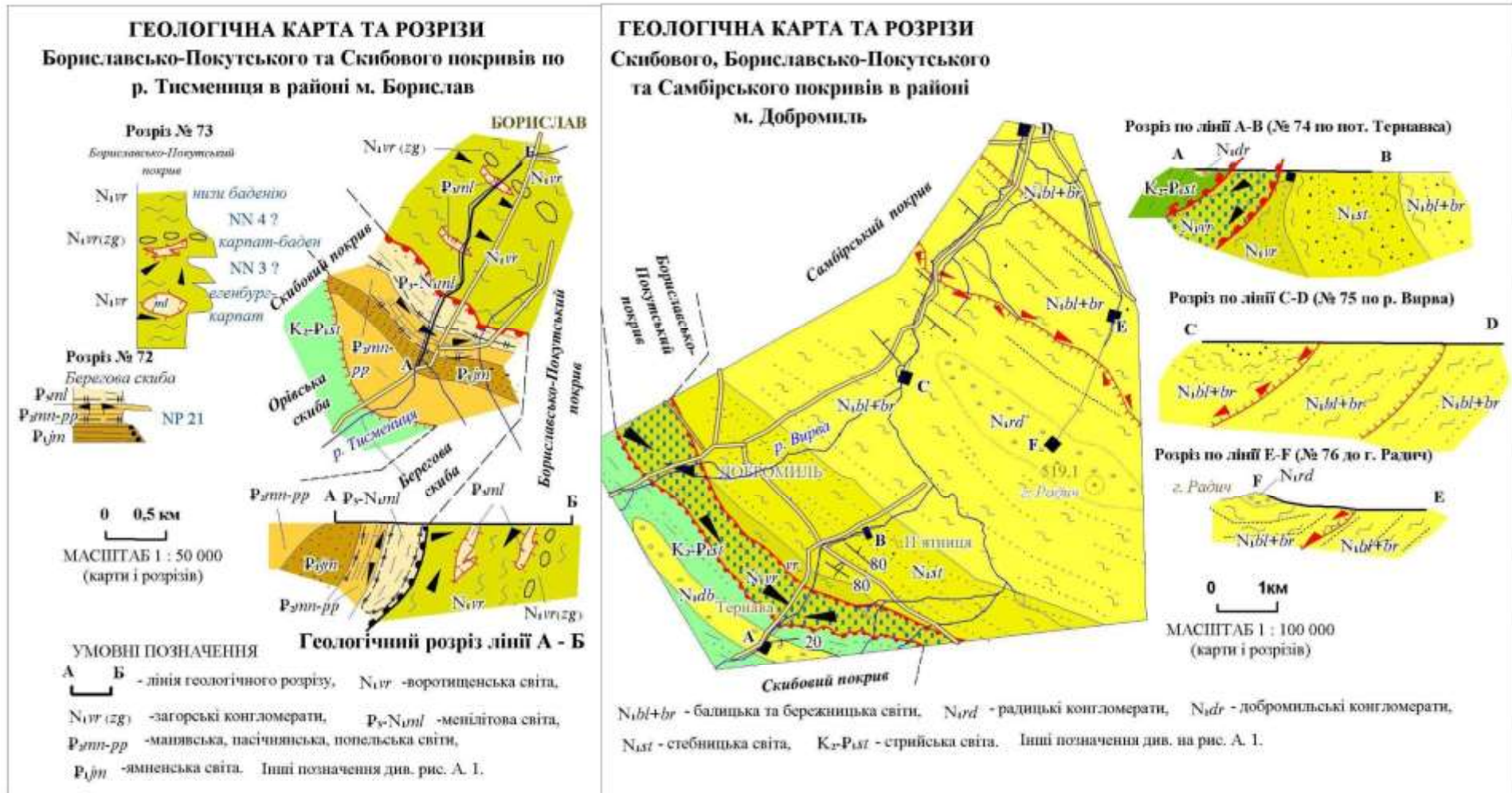


Рис. А. 33. Геологічна карта та розрізи № 72-76 Скибового, Бориславсько-Покутського та Самбірського покривів по ріках Тисмениця, Тернавка, Вирва, на г. Радич. Склад О. М. Гнилко. Визначення нанопланктону А. С. Андреевої-Григорович та форамініфер М. Й. Кулянди [115].

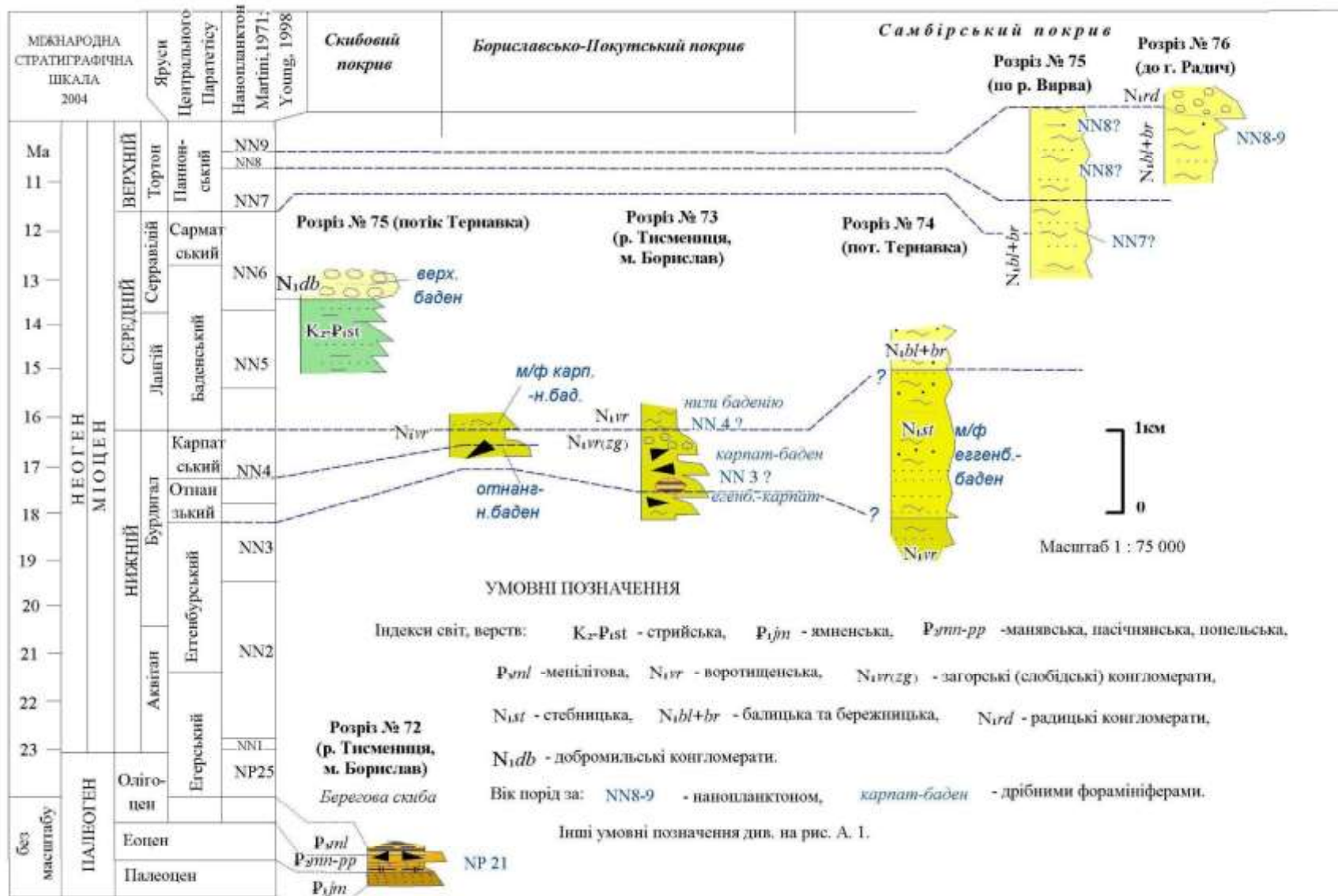


Рис. А. 34. Зіставлення розрізів (№№ 74-76) відкладів структурних одиниць північно-західного Передкарпаття в районі м. Доброміль та в м. Бориславі (№№ 72-73). Склад О. М. Гнилко.



Далі коротко опишемо тільки деякі фрагменти розрізів, важливі для розуміння взаємовідношень флішу та моласи Прикарпаття. Розглянемо також стратотиповий розріз (*№ 71*) нововиділеної бережницької світи.

У фрагменті *розрізу № 55* (див. рис. А. 28, 29) по долині р. Серетель, який відноситься до утворень зовнішньої частини Бориславсько-Покутського покриву, спостерігаємо перехід від флішу до моласи та моласовий комплекс. Тут в переверненому заляганні на чорних аргілітах нижньоменілітової підсвіти без видимого розмиву залягає горизонт (до перших метрів) сірих нелітифікованих, “набухаючих” схожих на воротищенські глини, які відносяться до низів поляницької світи. В глинах спостерігаються включення гравію і гальки зелених різнообкатаних філітів та сірих вапняків. Глини нормально перекриті верствами Гука – зеленувато-сірими тонкошаруватими аргілітами та алевролітами (потужністю 10 м), які поступово нарощуються красноїльськими конгломератами і фангломератами слобідського вигляду, складеними уламками філітів, кварцу, вапняків, флішових та інших осадових порід (рис. А. 35). Верстви Гука і красноїльські конгломерати також відносяться до поляницьких утворень.



Рис. А. 35. Красноїльські конгломерати по р. Серетель. Розріз № 55.

В красноїльських конгломератах спостерігаються два шари (лінзи) потужністю 5 м і 10 м чорних аргілітів менілітової світи. Вивчення контактів

чорних аргілітів з конгломератами показало, що контакти є нормальними стратиграфічними, і чорні пеліти формують саме шари, а не є олістолітами в конгломератовій товщі. Отже конгломерати відклались в менілітовий час і фаціально заміщують якусь частину менілітової світи (верхи нижньоменілітової, середньоменілітову та верхньоменілітову її підсвіти). Конгломерати заповнюють ядра синклінальних складок, їх потужність сягає перших сотень метрів, вони містять малопотужні пачки і лінзи попелясто-сірих шаруватих алевролітів, пісковиків, аргілітів “верств Гука”, дуже подібних до добротівських верств воротищенської світи. Крім вищезгаданих прошарків чорних аргілітів, конгломерати містять і олістоліти аргілітів менілітової світи. Тектурні особливості олістолітів, зокрема, “заплави” чорних пелітів в товщу конгломератів, свідчать, що менілітові утворення сповзали в конгломерати ще в слаболітифікованому стані. Розміри олістолітів – до кількох метрів, можливо більше.

Верхня частина конгломератової товщі розкрита в кар’єрі під горою Кекача (706.4 м), де в її складі переважають уламки вапняків. Зауважимо, що в цьому кар’єрі нами спостерігався тонко- і середньошаруваті добре літифіковані сірі пелітоморфні вапняки і мергелі, які за зовнішнім виглядом подібні до юрських утворень, але які стратиграфічно нормально залягають на красноїльських конгломератах і, отже, є міоценового віку (рис. А. 36). Потужність цих карбонатних порід досягає кількох метрів. Подібні пелітоморфні вапняки також, місцями, формують і цемент конгломератів, складених уламками вапняків, зелених філітів, чорних кременів менілітової світи та ін (рис. А. 37).

Таким чином, в розрізі по р. Серетель нижня частина моласового комплексу (поляницька світа) без видимої стратиграфічної перерви залягає на чорних аргілітах нижньоменілітової підсвіти.





Рис. А. 36. Пласти вапняків і мергелів міоценового віку, які нормально залягають на красноїльських конгломератах (р. Серетель, г. Кекача, кар'єр). Розріз № 55.



Рис. А. 37. Красноїльські вапнисті конгломерати з уламками вапняків, зелених філітів, чорних кременів менілітової світи і ін. (р. Серетель, г. Кекача, кар'єр). Розріз № 55.

Характерний розріз моласових відкладів (*розріз № 56*) БориславськоПокутського покриву відслонюється по р. Виженка – правому притоку р. Черемош поблизу м. Вижниця (див. рис. А. 28, А. 29). На південній околиці

м. Вижниця виходить на поверхню вузька луска Рунгурського субпокриву Бориславсько-Покутського покриву, де в переверненому заляганні відслонюються утворення менілітової та поляницької світ. В нижній частині стратиграфічного розрізу луски розвинені силіцити нижньокременевого горизонту, що перекриті малопотужною (20–30 м) пачкою чорних аргілітів, які відповідають нижньоменілітовій підсвіті. На них без видимої незгідності залягають поліміктові конгломерати з галькою зелених філітів, кварцу, осадових порід, такі ж конгломерати формують малопотужні лінзи серед силіцитів. Ці виженські конгломерати, подібно до красноїльських, за своїм складом і положенням у розрізі відповідають слобідським, проте відносяться не до воротищенської, а до поляницької світи. Вони добре відслонюються по першому правому припливу р. Виженки (пот. Судиловий), де простежуються в руслі протягом 500 м. На конгломератах залягає товща сірих мергелистих аргілітів, які перешаровуються з алевролітами і пісковиками. Ця товща має типово поляницький вигляд.

Вище по річищу Виженки в 500 м. вище церкви села Виженка відслонюються відклади Бориславського субпокриву Бориславсько-Покутського покриву. Тут виходять на поверхню чорні аргіліти з прошарками алевролітів нижньої частини менілітової світи. Над ними залягає пачка, яка складена чергуванням прошарків сірих і чорних аргілітів. Вона відповідає середній підсвіті менілітової світи (лопянецькі верстви). На границі нижньої і середньої підсвіт тут присутні темно-коричневі кремені. Вони утворюють окремі прошарки потужністю до 1–2 см. серед темних аргілітів. Ці кремені відповідають “смугастим” головецьким вапнякам, які вони фаціально заміщують. Середньоменілітові (лопянеці) утворення вгору за розрізом поступово змінюється верхньоменілітовими – чорними аргілітами з лінзоподібними прошарками сірих пісковиків. Біля церкви в с. Виженка присутні прошарки темних кременів та сірих мергелів верхнього кременевого горизонту верхньоменілітової підсвіті. Верхній горизонт кременів має потужність 2,5 м. Відразу на ньому стратиграфічно нормально залягають виженські конгломерати (пот. до 300 м) (рис. А. 38), які

містять гальку філітів (до 70%), уламки чорних менілітових аргілітів, кременів, пісковиків, брили менілітових порід розміром до декількох метрів, а також фрагменти зсунутих пластів менілітової світи. В той же час серед конгломератів зустрічаються і пакети, потужністю до 1 – 2 м чорних менілітоподібних аргілітів та пісковиків, які згідно залягають між шарами та лінзами гравелітів і конгломератів. Тобто спостерігається картина нормального перешарування менілітових утворень з лінзами конгломератів та фангломератів. Конгломерати (пот. ~ 100 м) являють собою типові відклади грязекам'яних потоків (дебрити), які локально розмивали відклади менілітової світи та знову ж перекривались відкладами цієї ж світи. На конгломератах нормально лежить пачка (300–400 м) перешарування сірих алевролітів, аргілітів з лінзами і прошарками псамітів і гравелітів, яка має типово поляницький вигляд. Вона тут завершує стратиграфічний розріз Бориславського субпокриву і заповнює ядро синклінальних складки (див. рис. А. 28). Отже, виженські конгломерати нормально залягають на нижньоменілітових утвореннях в Рунгурському субпокриві та, так же нормально – на верхньоменілітових в Бориславському субпокриві.

По річищу р. Рибниця (**розріз № 57, див. рис. А. 28, А. 29, Рунгурський субпокрив**) на південно-західній околиці м. Косів конгломерати низів поляницької світи залягають майже на нижньому кременевому горизонті менілітової світи. Більше того, лінзи таких же конгломератів, потужністю до 0,5 м., присутні тут і серед тонколамінованих кременів цього горизонту, що свідчить про генетичну спорідненість і безперевність менілітово-поляницького седиментаційного процесу. Шари кременів містять гравій зелених філітів, який або “розсіяний” серед них, або формує невеликі лінзи (потужністю до 0.5 м) гравелітів (рис. А. 39).

Над нижнім кременевим горизонтом залягає пачка чорних аргілітів нижньої частини менілітової світи потужністю до 30 м. На чорних аргілітах залягає пласт (потужністю 0.5 – 1 м) конгломератів з уламками філітів.



Рис. А. 38. Згідне залягання поляницьких конгломератів (відкладів грязекам'яних потоків) на шаруватих темних верхньоменілітових седиментах (геміпелагітах, ліва частина фото). Р. Виженка, розріз № 56. Чернівецька обл.



Рис. А. 39. Седиментаційний контакт (показано червоним) лінзи ненасичених конгломератів (дебритів – відкладів грязекам'яних потоків з кластами філітів) з плитчастими силіцитами нижнього кременевого горизонту менілітової світи. Р.Рибниця, розріз № 57. Івано-Франківська обл., м. Косів.

Над конгломератами залягають хаотичні відклади грязекам'яного потоку



(дебрити), які в глинистому матриксі містять уламки (і олістоліти розміром до перших метрів) чорних аргілітів, вапняків, пісковиків, “екзотичних” філітів (рис. А. 40). Вище стратиграфічно (вниз за течією) відслонюються “верстви Гука” – сірі паралельношаруваті пісковики, алевроліти, аргіліти, що ритмічно перешаровуються між собою (див. рис. 4. 27) та містять лінзи дебритів і прошарки темних “менілітоподібних” аргілітів. Водоспад “Гук” на р. Рибниця утворений цими верствами. Ще нижче за руслом виявлені фрагментарні виходи воротищенських глин та червонобарвистих стебницьких утворень.

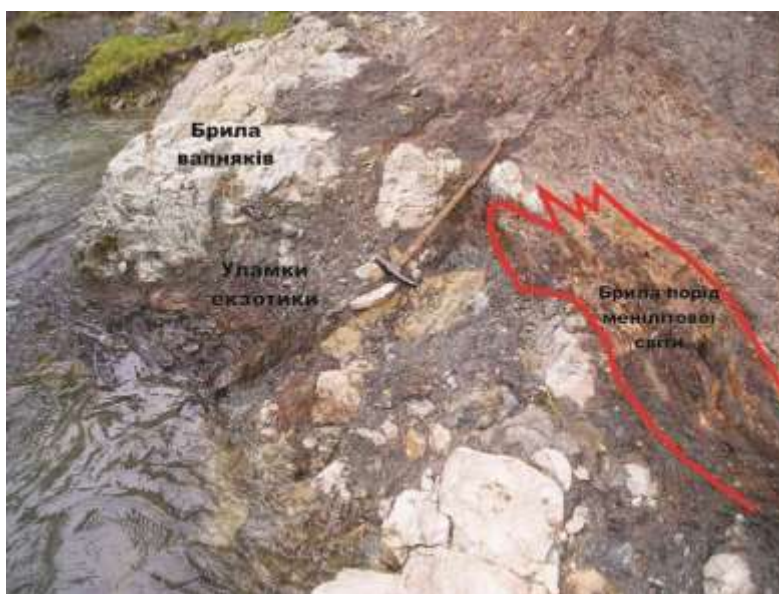


Рис. А. 40. Олістоліти порід менілітової світи та вапняків (J ?) у олістостромових відкладах грязекам’яного потоку в низах поляницької світи (верств Гука). Р.Рибниця, розріз № 57. Івано-Франківська обл., м. Косів

У *розрізі № 58* (див. рис. А. 28, А. 29) порід Рунгурського субпокриву по р. Пістинка на південно-західній околиці с. Пістинь спостерігається аналогічний до варіанту в попередньому розрізі характер взаємовідношення конгломератів поляницької світи (=слобідських) з підстелюючими флішовими породами Тут у вісімдесяти метрах вище за розрізом від нижньокременевого горизонту серед чорних аргілітів менілітової світи вже спостерігаються окремі лінзи (потужністю до кількох дециметрів) гравелітів і осадових брекчій, складених уламками зелених філітів. На чорних аргілітах залягає товща конгломератів (дебритів).

Серед конгломератів у цьому розрізі також присутня пачка перешарування різнозернистих сірих шаруватих і масивними пісковиків, алевролітів, алевропелітів, гравелітів (“верстви Гука”). Конгломерати складені переважно філітами і містять олістоліти порід менілітової світи та, мабуть, еоценових флішових відкладів. Розмір окремих олістолітів і олістоплак тектонізованих “менілітових” аргілітів досягає декількох десятків метрів. Ця грубоуламкова товща вгору за розрізом поступово змінюється зеленувато-сірими нелітифікованими, іноді піскуватими глинами воротищенської світи. Таким чином, поляницька світа в даному (як і інших) розрізі стратиграфічно нормально залягає на породах нижньої частини менілітової світи, вірогідно, фаціально заміщуючи тут середню та верхню ланки менілітової світи.

Грубоуламкові конгломератові відклади простежуються за простяганням Рунгурської одиниці від р. Пістинка далі до північного заходу і виходять на поверхню в басейнах рік Лючки і Прута, де, зазнаючи деяких фаціальних змін (зокрема засолення), вже відносяться не до поляницької, а до воротищенської світи (до слобідських конгломератів) (див. рис. А. 30, А. 31). Тут слобідські конгломерати (*розріз № 61*, див. рис. А. 30) в склепінних частинах антиклінальних складок (Каменю, Слобідська) з розмивом залягають на нижньоменілітових та еоценових (бистрицька світа) відкладах. Ці розмиви можна спостерігати (хоча останніми роками і погановідслонені) по долинах рік Акра та Лючка на південному та північному крилах антикліналі Камінь, а також в районі с. Слобода Рунгурська по Чорному Потoku. Саме вони були одним з аргументів на користь точки зору про існування структурної незгідності між флішовою та моласовою формаціями. Проте звернем увагу, що розмиви фіксується тільки в окремих певних місцях – тяжіють до ядер крупних антикліналей в передовій (Рунгурській) частині Бориславсько-Покутського покриву. В інших місцях, зокрема в Бориславському субпокрові та Скибовому покриві спостерігаються поступові переходи між флішем та моласою (див. рис.



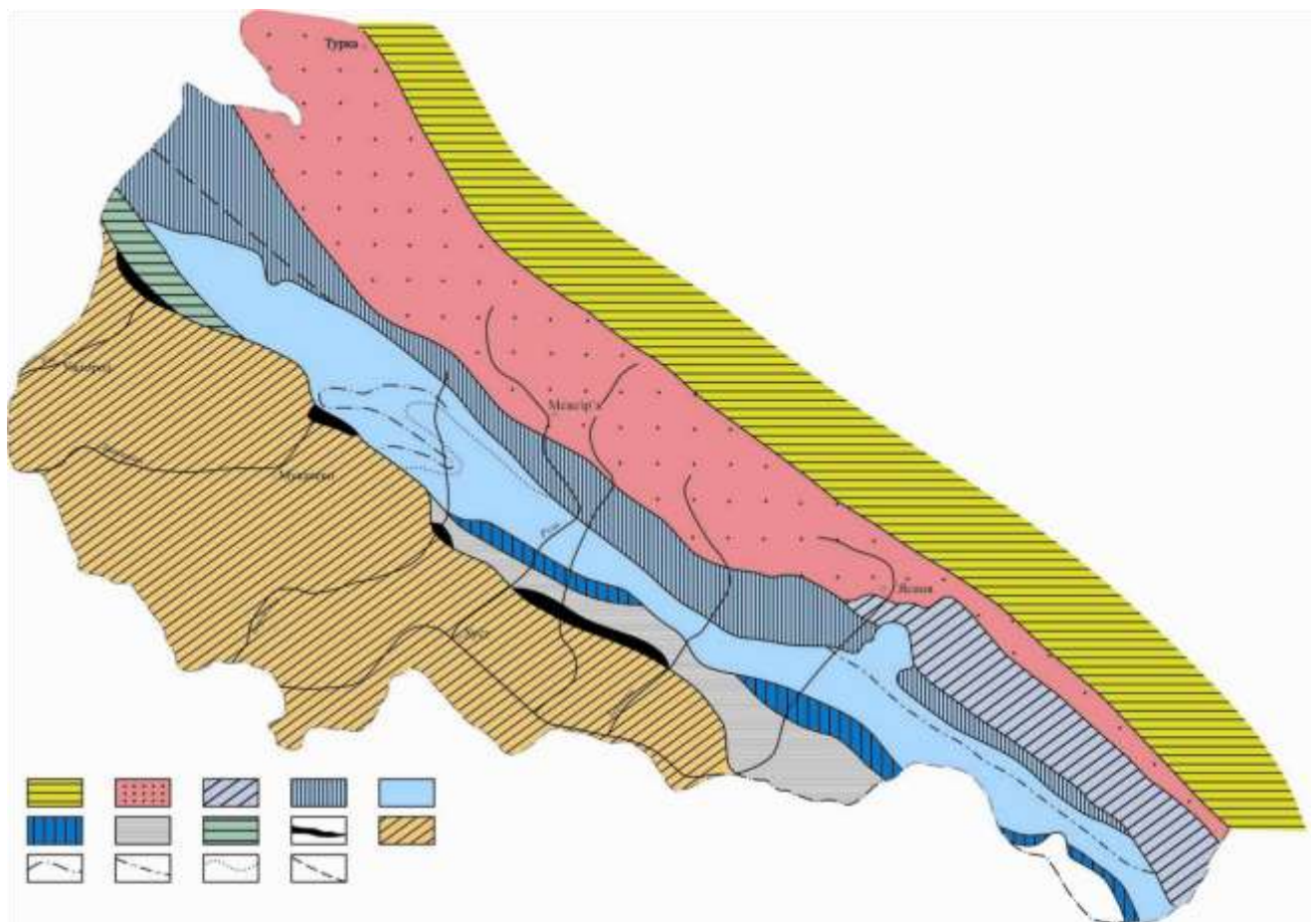
А. 28 – А. 32). Це свідчить не про структурну незгідність, а про конседиментаційні тектонічні рухи, коли розмивались тектонічно припідняті ділянки, між якими продовжувалась седиментація.

У відкладах *розрізу № 71 Самбірського покриву* виділений стратотип *бережницької світи* – природній її розріз по р. Бережниця (див. рис. А. 32) поблизу м. Калуш в центральній частині Українського Прикарпаття. До цієї світи пропонується віднести морські відклади Самбірського покриву, які перекривають калузькі соленосні верстви та за віком приблизно відповідають косівській і дашавській світам Зовнішньої зони Передкарпатського прогину [115].

В руслі р. Бережниці біля гирла лівого її притоку – потоку Бучків між селами Петранка та Середній Угринів відслонюється загіпсована і засолонена брекчія, складена кутастими уламками (до перших см) сірих ущільнених глин та алевритів, поміщених в глинистий матрикс. Вона відноситься до калузьких верств балицької світи, її потужність сягає перших десятків метрів. В карбонатних глинистих прошарках калузьких верств виявлений нанопланктон зони **NN6?** (тут і далі – визначення А. С. Андрєєвої-Григорович [115]). Брекчія вгору за розрізом (і за течією Бережниці) поступово змінюється нижньою частиною бережницької світи – пачкою (~150 м) тонкошаруватих сіро-зелених глин з проверстками ущільнених паралельно-скісношаруватих сірих алевритів. В низах пачки виявлений нанопланктон зони **NN6?**, а в середній та верхній її частинах – нанопланктон зон **NN7–NN8**. Вище нормально залягає пачка (~100 м) тонко-середньоритмічного чергування зеленувато-сірих аргілітоподібних карбонатних та некарбонатних глин, алевролітів та пісковиків. Тут також знайдений нанопланктон зон **NN7–NN8**. Розріз світи завершується пачкою (до 200 м) тонкошаруватих зеленувато-сірих карбонатних глин з тонкими прошарками алевритів та пісковиків, в якій встановлений нанопланктон зон **NN7–NN8**. На ці відклади насунені добротівські верстви більш внутрішніх лусок Самбірського покриву.

## Додаток Б

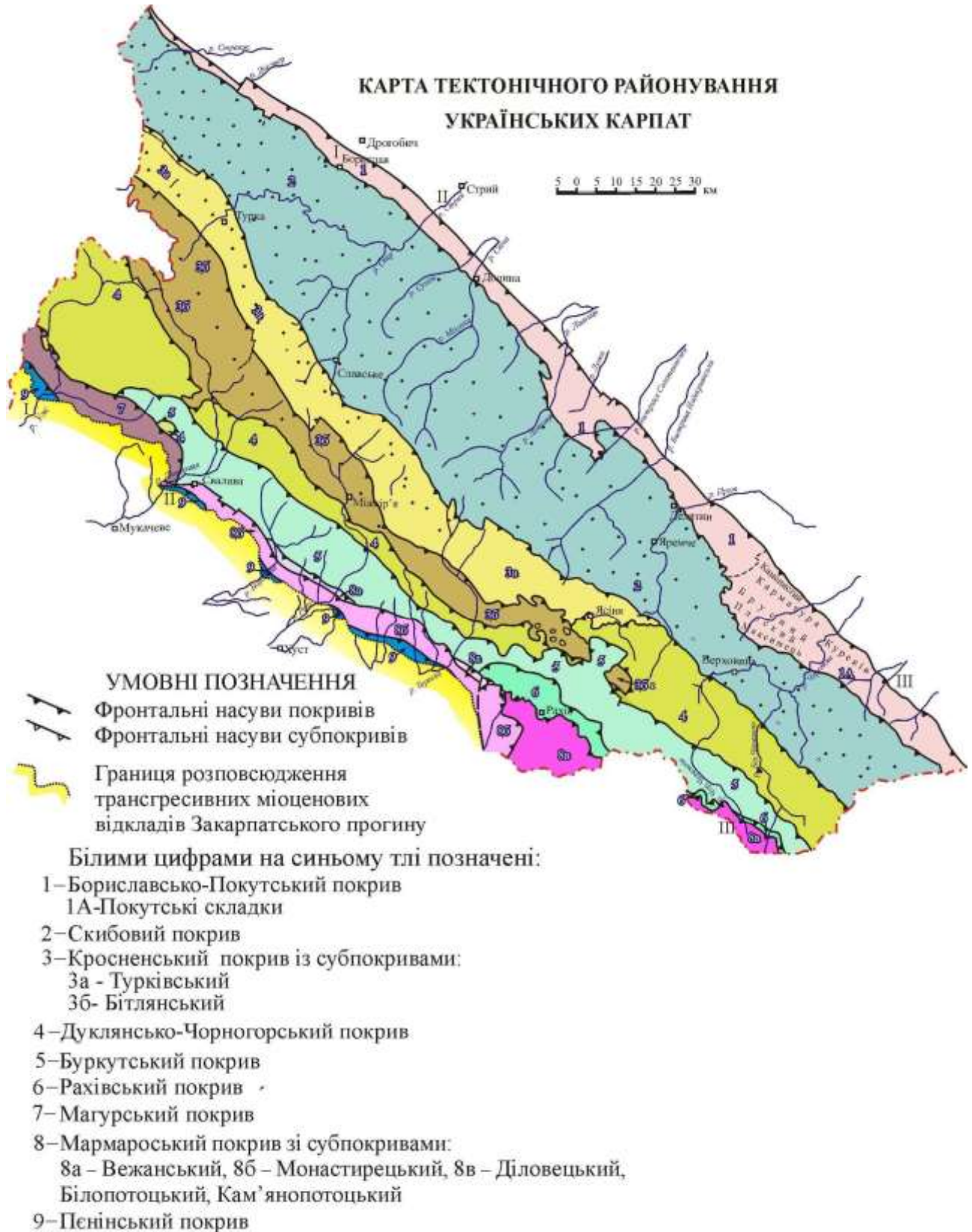
Схема тектонічного районування Українських Карпат (південніше Скибового покриву) за С.С. Кругловим [98] і обмеження Буркутського покриву за О.С. Вяловим і Я.О. Кульчицьким [80, 139], Я.О. Кульчицьким [37], С.І. Кантолінським [37], С.Л. Бизовою та М.О. Беєром [18].



Структурно-фаціальні зони: 1 - Скибова, 2 - Кросненська, 3 - Чорногорська, 4 - Дуклянська, 5 - Поркулецька (за С.С. Кругловим, 1973), 6 - Рахівська, 7 - Мармароський масив і зона Мармароських скель, 8 - Мазурська, 9 - зона Пенінських скель, 10 - Закарпатський внутрішній прогин.  
Західне обмеження Поркулецької (Сухівської або Буркутської за іншими авторами) за: 11 - Я.О. Кульчицьким, 1968 (Дабагян, Кульчицький, 1968), 12 - Я.О. Кульчицьким, 1976 (Габінет та ін., 1976), 13 - С.І. Кантолінським (Габінет та ін., 1976) 14 - С.Л. Бизовою і М.О. Беєром (1974).

## Додаток В

Тектонічне районування Українських Карпат за  
В.В. Кузовенком і В.Є. Шлапінським [93, 190]



## Додаток Д

Схема тектонічного районування Українських Карпат за П.Ю. Лозиняком [119]

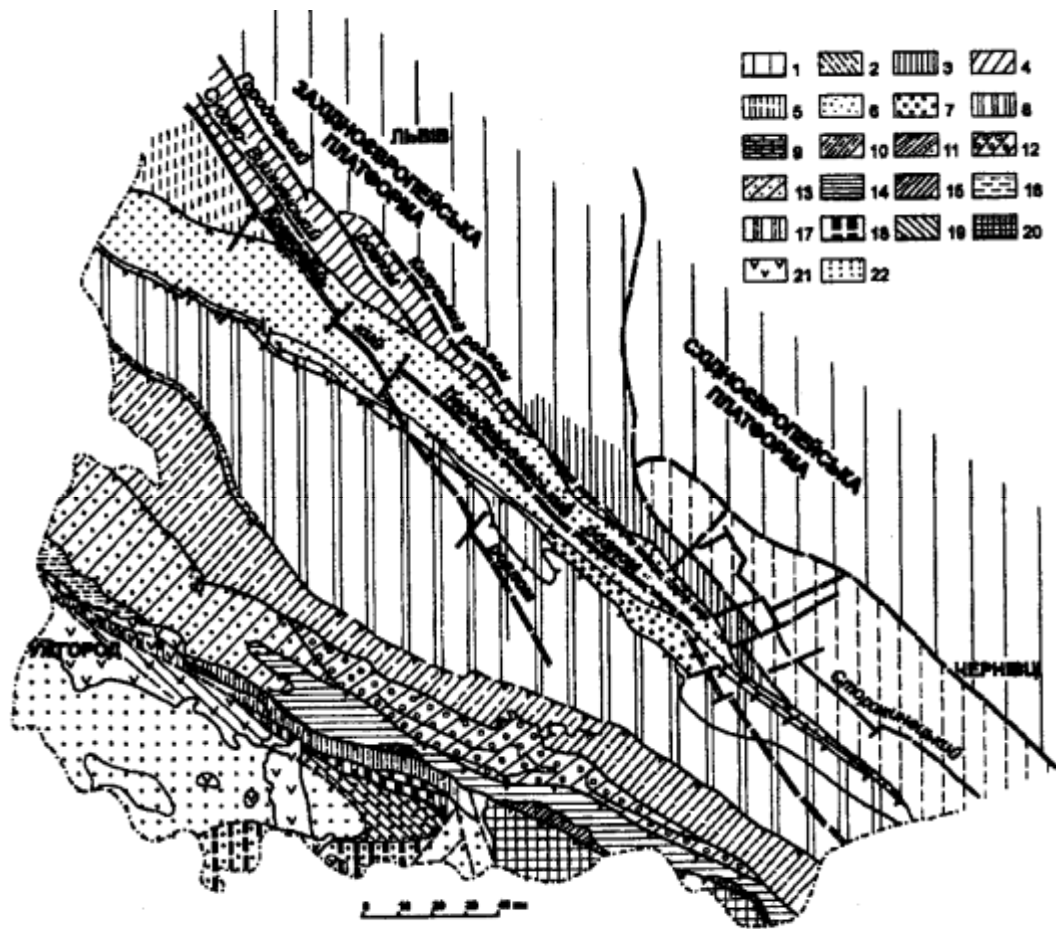


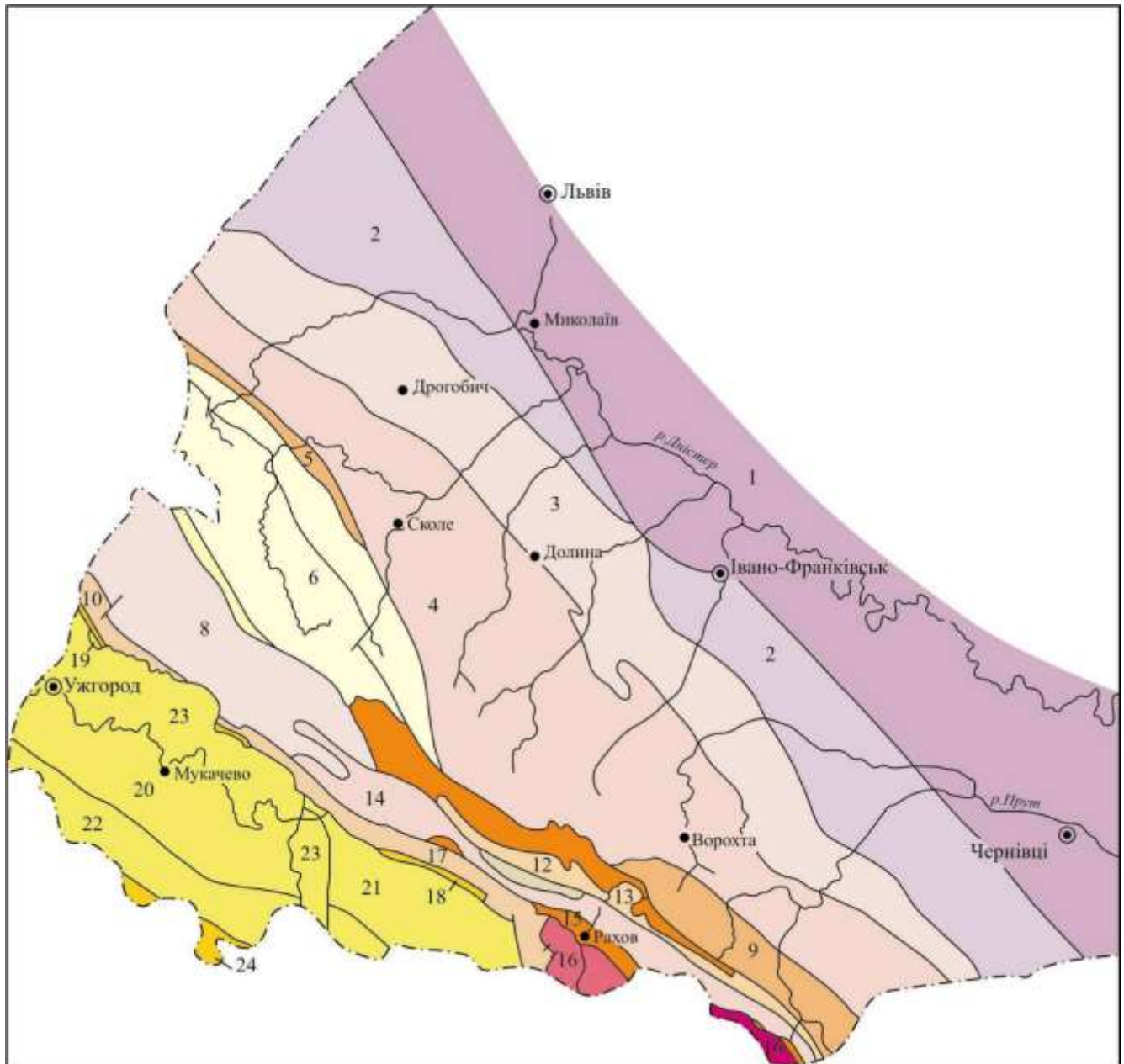
Схема тектонічного районування Українських Карпат. Склад П. Лозиняк, 2002 р.  
 1 — Східно- і Західноєвропейські платформи; 2—5 — південно-західний край платформ:  
 2 — Коломийська западина; 3 — Отинський горст; 4 — Косівсько-Угерська ступінчаста зона; 5 — Крукеницька западина; 6—7 — шар'яж моласового комплексу (егер-сармат) Передкарпаття: 6 — Стебницький покров; 7 — Слобідський покров; 8—19 — флішевий комплекс (крейда-палеоген) Карпат: 8 — Сколівський (Скибовий) шар'яж; 9 — Розлуцька зона; 10—13 — Шипоцький шар'яж: 10 — Кроснецький покров; 11 — Черногорський покров; 12 — Клімовський покров; 13 — Дуклянський покров; 14 — Сухівський шар'яж; 15 — Рахівський шар'яж; 16 — Магурський шар'яж; 17—18 — П'єнінський шар'яж: 17 — Північна (Мармароська) смуга скель (покров); 18 — Південна (власне П'єнінська) смуга скель (покров); 19 — Лесарненський покров, розкритий у фундаменті Закарпатського прогину; 20 — Внутрішні Карпати: Мармароський шар'яж; 21—22 — моласи Закарпатського прогину: 21 — Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо; 22 — теригенні утворення (егер-дакій) Солотвинської і Мукачівської частин прогину.

#### Додаток Е

Схема тектонічного районування Українських Карпат за О.С. Вяловим, С.П.

Гавурою, В.В. Данишем, П.Н. Царненком [94].





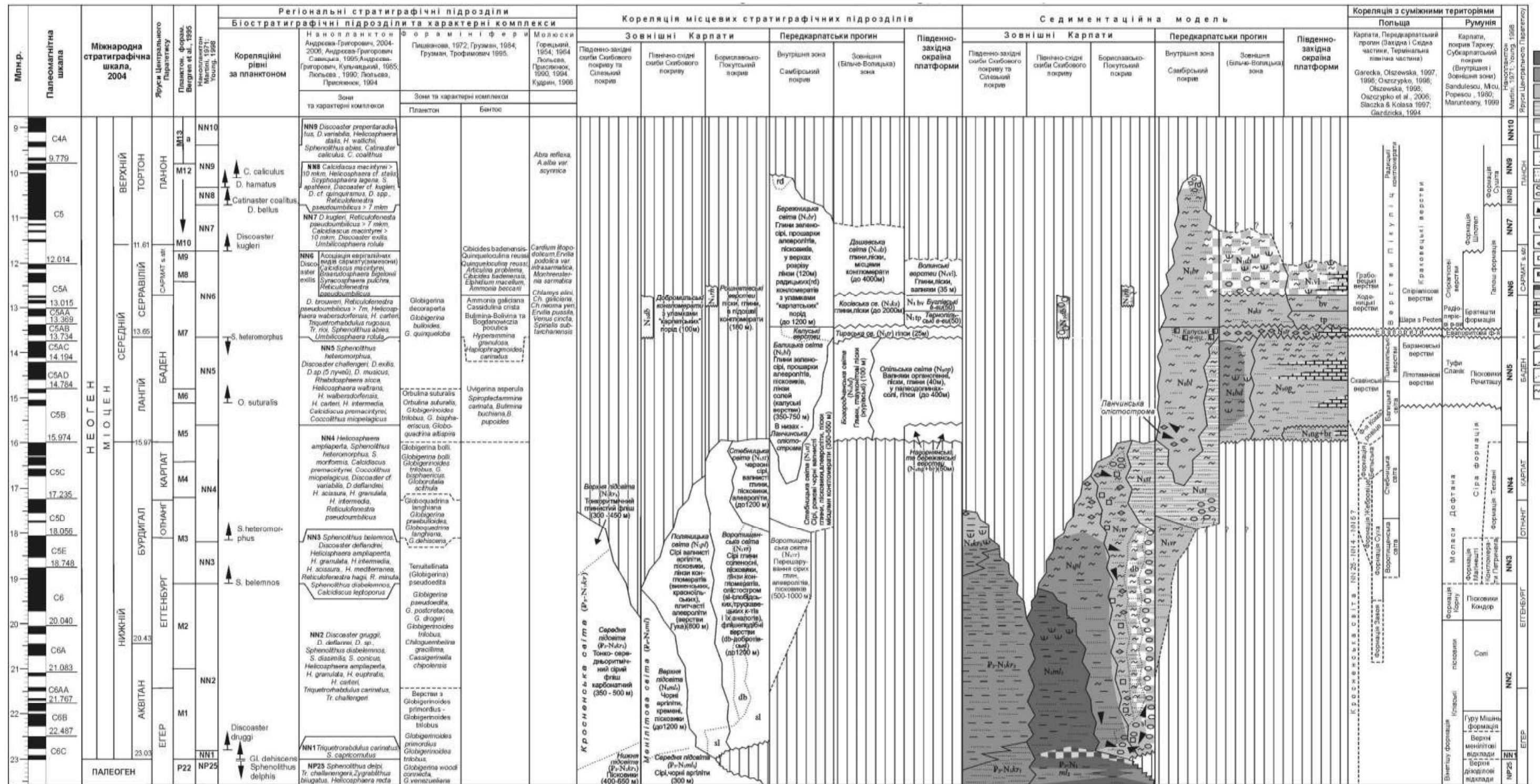
1 - Східноєвропейська платформа; 2-3 - Передкарпатський передовий прогин: 2 - Зовнішня зона, 3 - Внутрішня зона; 4-19 - зони Карпат: 4 - Скибова, 5 - Венгловещька, 6 - Кросненська, 7 - Переддуклянська, 8 - Дуклянська, 9 - Чорногорська, 10 - Магурська, 11 - Свидовецька, 12 - Красношорська, 13 - Буркутська, 14 - Сухівська, 15 - Рахівська, 16 - Кристалічний масив Мармароської зони, 17 - осадова оболонка, 18 - Пенінська зона, 19 - Підгальський фліш; 20-23 - Закарпатський прогин: 20 - Мукачівська підзона, 21 - Солотвинська підзона, 22 - Берегівська підзона, 23 - ефузиви Вигорлат-Гутинської гряди; 24 - Панонська западина.







Регіональна стратиграфічна схема неогенових відкладів Зовнішніх Карпат, Передкарпатського прогину та південно-західної окраїни платформи. Головний редактор П.Ф. Гожик.  
 Редактор В.Н. Семенов. Автори А.С. Андреева-Григорів, В.О. Ващенко, О.М. Гнітко, Н.А. Трофимович (ІННАН України, м. Київ; Львівська геологорозвідувальна експедиція, м. Львів; ІПТКНАН України, м. Львів; ЛВУкрДПР, м. Львів).



1–16 – умовні позначення до седиментаційної моделі (1–6 – седиментаційні умови, 7–16 – різновиди відкладів): 1 – накопичення кременистих, кременисто-карбонатних, глинистих збагачених органікою ("менілітових") відкладів на зовнішньому шельфі–континентальному схилі; 2 – седиментація переважно теригенних відкладів на зовнішньому шельфі–континентальному схилі; 3 – накопичення теригенних і карбонатних, іноді дельтових, місцями гіпсованих і соленосних осадів на мілководних шельфових і прибережних ділянках; 4 – формування строкатокольорових відкладів в умовах морського мілководдя, дельт, (суб)континентальних обстановках; 5 – седиментація в опріснених мілководних і прибережних ділянках шельфу; 6 – області відсутності осадонакопичення, іноді розмиті ділянки; 7 – аргіліти, глини, алевроліти; 8 – пісковики, піски, гравеліти; 9 – конгломерати; 10 – олістостроми; 11 – туфити; 12 – гіпси, ангідрити; 13 – кам'яні солі; 14 – калійно-магнезійні солі; 15 – кременисті і кременисто-карбонатні породи (верхній кременевий пласт-маркер менілітової світи); 16 – вапняки, вапняки багрянкові. 17 – індекси стратонів; 18 – границі стратонів; 19 – гадані границі стратонів; 20 – границі літофаций верств; 21 – незгідні границі.

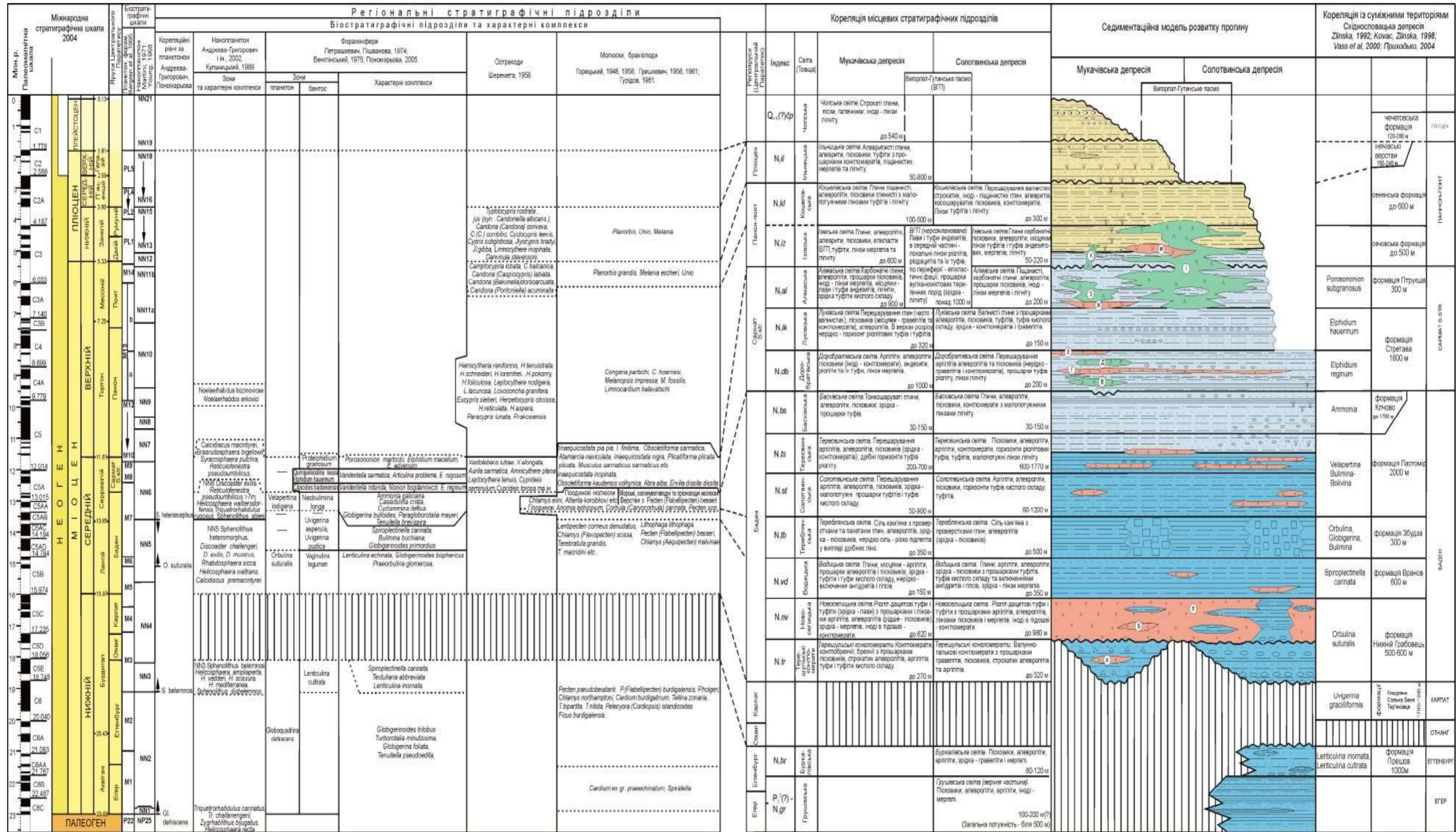
Додаток

Схема кореляції основних природних розрізів неогенових відкладів Зовнішніх Карпат та Передкарпатського прогину. Склали О.М. Гнітко.









Літологія. 1 – глини; 2 – аргілли; 3 – алевроліти (алеврилі); 4 – пісковики (піски); 5 – конгломерати, гравеліти, брекчі осадові; 6 – мергелі; 7 – вапняки, доломіти; 8 – ліпни; 9 – сліпкам'яна; 10 – ріоліти, рюдації, їхня прокластика; 11 – андезити, андезито-дації, андезито-базальти, їхня прокластика і епікластика; 12 – морські умови осадоутворення; 13 – солончатоводні умови осадоутворення; 14 – прісноводні та континентальні умови осадоутворення. Вулканогенні утворення. А – туфи ріоліту св. РК-1; Б – рюдації св. 316с; В – “нижні андезити”; Г – “середні туфи”; Д – “верхні андезити”; Е – “верхні туфи” (з ріолітами); Ж – туфи ріоліту (“луківські”); З – андезити та їхні туфи (“алмаські”); І – андезити, андезито-базальти, їхня прокластика та периферичні епікластичні утворення Вікторія-Гулинського вулканічного гасма; К – сили андезито-базальтів (Берегівський район); Л – туфи туфши рюдації (“нижні туфи”); М – ріоліти, рюдації та їхні туфи Вікторія-Гулинського вулканічного гасма.