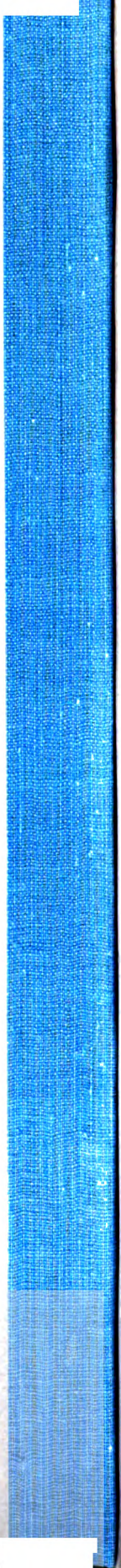


QE
276
K5
V.5,
Pt. 2

UC-NRLF

B 3 503 130

BERKELEY
LIBRARY
UNIVERSITY OF
CALIFORNIA
LIBRARY OF THE
UNIVERSITY
OF
EARTH SCIENCES
CALIFORNIA
LIBRARY



Kiev. Український

ВСЕУКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК

науково-дослідницький
геологічний інститут
Київ

STOKHOLM
SEP 20 1934

ТРУДИ

УКРАЇНСЬКОГО НАУКОВО-ДОСЛІДЧОГО ГЕОЛОГІЧНОГО ІНСТИТУТУ

Том V

ВИПУСК 2-й ПЕТРОГРАФІЧНИЙ

ABHANDLUNGEN

DES UKRAINISCHEN WISSENSCHAFTLICHEN GEOLOGISCHEN FORSCHUNGSINSTITUTS

BAND V

LIEFERUNG II PETROGRAPHISCHE

ВИДАВНИЦТВО ВСЕУКРАЇНСЬКОЇ АКАДЕМІЇ НАУК
КНІВ—1934—КУЖІВ

ВСЕУКРАЇНСЬКА АКАДЕМІЯ НАУК

Пролетарі всіх країн, єднайтеся!

Т Р У Д И
УКРАЇНСЬКОГО НАУКОВО-ДОСЛІДЧОГО
ГЕОЛОГІЧНОГО ІНСТИТУТУ

Т о м V

ВИПУСК 2-й ПЕТРОГРАФІЧНИЙ



ВИДАВНИЦТВО ВСЕУКРАЇНСЬКОЇ АКАДЕМІЇ НАУК
КИЇВ—1934

Бібліографічний огляд цього видання
опубліковано в „Літописі Українського Друку“
Картковому репертуарі“ та інших спеціалізованих
Української Книжкової Палати

Відпов. редактор *Л. А. Лепікаш*
Літредактор *Л. Д. Збрага*
Техредактор *С. М. Скомський*
Коректор *Л. Й. Соколовський*

Дозволяється випустити в світ
Неодмінний секретар ВУАН
акад. *О. В. Корчак-Чепурківський*

4 E 276
K5
v. 5, 1912

EARTH
SCIENCES
LIBRARY

Проф. М. І. Безбородько

Монзоніти України

N. I. Besborodko

Monzonites of Ukraina

I. Проблема середнього складу магматичних порід та проблема монзонітів

Питання про середній хімічний склад земної кори є одне з найактуальніших питань петрогенези. При надмірній кількості магматичних порід (95%) у земній корі, порівняльно до кількості осадових порід (5%), згідно з Clarke¹ загальне питання середнього хімічного складу земної кори значною мірою звужується до питання про середній хімічний склад магматичних порід; за цим питанням почасти криється думка основоположника петрогенетичних ідей Rosenbusch'a² про Urmagma або „прамагму“, що в процесі диференціації утворює в земній корі рясну різноманітність магматичних порід. За Clarke³, згідно з останніми його обчисленнями 1924 року, середній хімічний склад магматичних порід буде такий:

Аналіз 1

| | Вагові % | Молекулярні % | | Вагові % | Молекулярні % |
|--|----------|---------------|--|----------|---------------|
| SiO ₂ | 59,14 | 65,86 | Cr ₂ O ₃ | 0,055 | — |
| TiO ₂ | 1,05 | 0,88 | V ₂ O ₅ | 0,026 | — |
| Al ₂ O ₃ | 15,34 | 10,05 | MnO | 0,124 | — |
| Fe ₂ O ₃ | 3,08 | 1,29 | MgO | 3,49 | 5,83 |
| FeO | 3,80 | 3,53 | K ₂ O | 3,13 | 2,22 |
| CaO | 5,09 | 6,06 | Na ₂ O | 3,84 | 4,14 |
| H ₂ O | 1,15 | — | P ₂ O ₅ | 0,30 | 0,14 |
| ZrO ₂ | 0,039 | — | NiO | 0,025 | — |
| CO ₂ | 0,101 | — | BaO | 0,055 | — |
| Cl | 0,048 | — | SrO | 0,022 | — |
| F | 0,030 | — | Li ₂ O | 0,008 | — |
| S | 0,052 | — | Cn, Zn, Pb | 0,016 | — |
| | | | | 100,000 | |

Перечислення зазначеного хімічного аналізу методами O s a n n-a та американських петрографів приводить до висновків про ту магматичну породу, що цьому аналізу найбільше відповідає. При перечисленні взято на увагу тільки перші ряди окисів в аналізі SiO₂ до Na₂O включно.

Перечислення аналізу за O s a n n-ом дає такі числа⁴:

¹ Clarke, The Data of Geochemistry, 1924.

² Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre, 1929.

³ Ibid., с. 34.

⁴ При перечисленні за O s a n n-ом усе Fe₂O₃ переводиться в FeO, молекулярних відсотків до такого перечислення тут не подано.

$$S = 65,98 \quad A = 6,25 \quad C = 3,64 \quad F = 14,16$$

$$s_{65,98} \quad a_8 \quad c_{1,5} \quad j_{17,5}$$

$$n = 6,5 (\%) \quad k = 1,11$$

Проекція аналізу на трикутнику O_3anp -а (табл. I) відповідає третьому гексантові, будучи в ділянці діориту або монцоніту і наближаючись до стрижневої вертикалі. Характерний високий кислотний коефіцієнт $k = 1,1 > 1$, що свідчить про наявність вільної SiO_2 .

Перечислення аналізу за американськими петрографами дає такі числа:

$$\left. \begin{array}{l} \text{Кварц (Q)} \quad \quad \quad - 10,22 \\ \text{Ортоклаз (or)} \quad \quad - 18,80 \\ \text{Альбіт (ab)} \quad \quad \quad - 33,03 \\ \text{Анортит (an)} \quad \quad - 15,62 \end{array} \right\} 48,65 \text{ aban} \left\} F = 67,45 \right\} \text{Sal} = 77,67$$

$$\left. \begin{array}{l} \text{CaSiO}_3 \quad \quad - 3,45 \\ \text{MgSiO}_3 \quad \quad - 8,88 \\ \text{FeSiO}_3 \quad \quad - 2,73 \\ \text{Магнетит Fe}_3\text{O}_4 \quad - 4,57 \\ \text{Ільменіт FeTiO}_3 \quad - 2,04 \\ \text{Апатит Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \quad - 0,66 \\ \hline 100,00 \end{array} \right\} P = 15,06 \left\} \text{Fem} = 22,53$$

$$\begin{array}{c} \text{Клас II Dosalane} \\ \text{Sal} = \frac{77,67}{22,53} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3} \end{array} \quad \left| \quad \begin{array}{c} \text{Порядок 4 Austrare} \\ Q = \frac{10,22}{67,45} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7} \end{array} \quad \left| \quad \begin{array}{c} \text{Ранг 3 Tonalase} \\ \frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{6,36}{6,06} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5} \end{array} \right.$$

Підранг 4 Tonalase

$$\begin{array}{l} K_2O \quad 2,22 < \frac{3}{5} > \frac{1}{7} \\ Na_2O \quad 4,14 < \frac{3}{5} > \frac{1}{7} \end{array}$$

II. 4. 3. 4

Співвідношення Sal/Fem свідчить про помірний кислотний характер породи; на це вказує також кількість вільної SiO_2 ($Q = 10,22$).

Кількість *or* значна і це не дозволяє зачислити породу до діориту. Проте, для сієніту ця кількість *or* недосить велика. Взагалі кількість *or* найкраще відповідає породі типу монцоніту, що видно також із співвідношення *or* : *an*; це співвідношення не виходить за межі того, що визначив Iddings для монцонітів¹:

$$or : an < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$$

Отже

$$or : an = 18,80 : 15,62 < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$$

Наявність згаданої помітної кількості вільної SiO_2 свідчить про кислотний монцоніт або так званий „кварцовий монцоніт“, хоч цей останній термін, у зв'язку з тим, що в літературі його прикладається до порід дуже нерівноцінного значення, занадто знецінює індивідуальну характеристику породи, що може бути зрозуміла тільки при додаткових описових поясненнях. Такому висновкові про тип так званого „кварцового монцоніту“ не перечить також кількість темних складових частин ($Fem = 22,33$) у наведеному тут перечисленні аналізу. Проте, треба підкреслити, що розуміння терміну „кварцовий

¹ Iddings, Igneous rocks, II, 171.

монзоніт“ дається тут у цілком специфічному індивідуальному значенні, оскільки його прикладається до цілком різноцінних порід. А тому в цій статті ставиться завдання визначити реальну справжню породу, яка відповідала б хімізмові середніх чисел Clarke, і своєю назвою дала б зміст знеосібненому термінові „кварцовий монзоніт“.

Такою справжньою породою буде найпоширеніший тип монзоніту на Україні, кислий своїм хімічним складом, і який ми тут називаємо „україніт“.

Цікаво перевірити характеристику проблематичної породи середнього хімічного складу магматичних порід Clarke за класифікацією Shand-a. Саме для цього звертаємо увагу на такі моменти, що виступають з наведеного перерахунку:

- 1) Кількість кварцу $Q = 10,22\%$
- 2) $3:1 > or : an = 18,80 : 15,62 > 1:1$
- 3) Кількість темних мінералів $F = 22,33\%$
- 4) $or < ab; ab > an$.

Перший пункт ($Q = 10,22\%$) свідчить про пересиченість породи SiO_2 , але умовно, в зв'язку з особливостями класифікації Shand-a знаходимо цій породі місце серед так званих „насичених“ та переходових порід, що, за прикладами Shand-a, мають до 10% вільного SiO_2 . Пункт 2-й зачисляє породу до монзонітів; але цьому заперечує 3-й пункт з відносно малою кількістю Fem ($< 33\%$); отже через це порода потрапляє до категорії акеритів. Та проте, можна заперечувати проти терміну акерит, оскільки останній має специфічне значення переважно для мало поширених лужних провінцій. Природно вважати за найкраще зробити додаток до систематики Shand-a терміном „кварцовий монзоніт“, який, проте, очевидно, через свою невиразність та знеосібненість, не знайшов собі місця в Shand-овій схемі. Пункт 4-й, як загальний для монзонітів та акеритів Shand-a, буде також відповідний для запровадження невиразного терміну „кварцовий монзоніт“.

Порівнюючи висновок наведеного перерахунку з проблемою Urmagma (прамагма) Rosenbusch-a можна бачити взаємну аналогію між ними, яка, проте, не має повного виправдання. За Rosenbusch-ом прамагма своїм середнім складом мусить дорівнювати породам типу середнього між діоритом, монзонітом та есекситом. Зокрема щодо монзоніту, то Rosenbusch висловлює свою думку про прамагму (Urmagma, tellurisches Magma) так¹: „Середній склад монзонітів неодмінно відповідає середньому хімічному складові телуричної магми (прамагма), виявляючи тим особливість, яка нарівні з монзонітами належить також і есекситам“. Погоджуючись із цим, навряд чи можна погодитися з такими словами Rosenbusch-a²: „Монзоніти характеризуються такою високою здатністю до розщеплення (диференціації), якої не має жодна гранітова або сієнітова магма.“

Справді, хитання кількісних співвідношень між мінералами монзонітової магми при збереженні їх якісного складу надзвичайне, відбиваючись зокрема на збільшенні кількості то безбарвних, то темnobарвних мінералів; це саме хитання кількісних співвідношень відбивається на утворенні шліривої текстури, де поруч із монзонітом є вилучення ділянок типу гранітів, сієнітів, глабро і навіть трондіємітів. Але таку неоднорідність та шліривий характер монзонітів можна цілком розглядати як наслідок недокінченого та недоведеного до краю процесу диференціації, як рід загартовання або передчасного охолодження та збільшення в'язкості магми, що привела до фіксування магми на півшляху до остаточного розщеплення її. Отже на багатьох прикладах монзоніти, всупереч думці Rosenbusch-a, за їх неоднорідним складом можна розцінювати не

¹ Rosenbusch, Elemente d. Gesteinslehre. 1923. S. 145.

² Ibid, c. 145.

як продукт високого ступеня диференціації, а навпаки, як продукт магми, що на певному щаблі втратила здатність такого диференціального руху і цим викликала неоднорідність мінералогічного складу заололої породи.

Це явище, як наслідок незакінченої диференціації всередині самої магми, може знайти собі приклад у застосуванні до монцонітів Української кристалічної смуги. Отже монцоніти з погляду петрогенетичного становлять породу, що зберігає в собі в найбільш незміненому вигляді магматичний матеріал до моменту розпаду його на диференціаційні продукти. Навряд щоб можна було в умовах Української кристалічної смуги стверджувати думку про прамагматичний характер монцонітів. Ці останні творяться на місцях петрологічних серій та формацій не тільки при відсутності процесів асиміляції, а також і там, де диференціації порід перешкождали процеси глибокої асиміляції та синтектики. У цих останніх випадках, очевидно, доводиться говорити про локальний або внутрішньо-формаційний характер утворення монцонітів, а не їх телуричний прамагматичний характер.

Це знову таки порушує зміст петрогенетичної думки в інтерпретації Rosenbusch'a, найвиразнішого представника та основоположника проблеми утворення всієї різноманітності магматичних порід через диференціацію однієї первісної прамагми (Urmagma) типу діориту, монцоніту або есекситу. Супротивно до того можна говорити про фіксації в породі типу монцоніту середнього складу магми в межах лише певної серії або формації порід. Не виключається, проте, можливість створити через монцоніти уявлення про найвидатніший та найпоширеніший тип прамагми усієї Української кристалічної смуги.

З наведеного виступає важливе петрогенетичне значення монцонітів як такого типу породи, що зосереджував навколо себе найгостріші думки та питання про характер походження порід, про первісну проблематичну магму, про середній хімічний склад магматичних порід і, нарешті, про ступінь диференціаційних здатностей цього типу магми. Більшість із цих питань досі не розв'язані і потребують широкої дискусії. Усе це ще більше підносить значення породи монцонітового типу, яку ми розглядаємо тут в умовах спостереження на терені Української кристалічної смуги.

Під назвою „монцоніти“ ми розуміємо породи надзвичайно різноманітного мінералогічного та хімічного складу, які всі об'єднуються мінералогічно загальною здатністю зберігати в своєму складі, як неодмінну складову частину, ортоклаз поруч з плагіоклазом, а також піроксен. Термін „монцоніт“ у літературі прикладається як до порід насичених, так і до пересичених, а також до ненасичених SiO_2 .

У зв'язку з тим у літературі подибуємо так звані кварцові монцоніти, або пересичені SiO_2 і так звані олівінові монцоніти або ненасичені SiO_2 . Монцоніти належать до порід, що особливо часто спостерігаються в петрографічних провінціях лужного або атлантичного типу і сами мають у собі лужні мінерали, зокрема фельдшпатити, а також лужні піроксени та лужні амфіболи. Але поруч із тим монцоніти фіксуються також як породи типового тихоокеанського типу провінцій. З наведеного переліку суперечностей, зв'язаних з пороною однієї назви монцонітів, постає природно висновок про те, що назва „монцоніт“ об'єднує собою не одну породу, а цілу широку групу порід ортоклазо-піроксенового характеру. Отже цілком зрозуміло, що ця група „монцонітових“ порід має бути дуже поширена в районах розвитку магматичних порід, і відшукати їх тут є прямий обов'язок петролога-дослідника. Цілком зрозуміло, що їх треба знайти також на терені Української кристалічної смуги. Поруч з тим цілком зрозуміла потреба точно індивідуалізувати монцоніти того чи того району, щоб під загальним терміном „монцоніт“ виявити безпосередньо характеристику індивідуально знайденого та петрологічно встановленого монцоніту. Численна кількість додаткових

назов, що їх дають різним монцонітам по різних країнах світу, має в наведеному законне виправдання. Таке настановлення щодо терміну має особливе виправдання в тому випадку, коли характер виявленого монцоніту зберігається на широких просторах в умовах різних петрографічних угруповань, у різноманітних петрографічних серіях та формаціях. Це зокрема стосується і до монцонітів Української кристалічної смуги, де ця порода, в своїй пересиченій SiO_2 відміні, не зважаючи на різноманітні петрографічні асоціації, завжди має досить різкі характеристичні ознаки, а це створює в нас уявлення про справжній український тип монцонітів і дає право індивідуалізувати його назвою „україніт“.

Взагалі петрологічно монцоніти розцінюють як породи типу ортоклазо-піроксенових, що займають проміжне місце між піроксеновими сієнітами, з одного боку, та габро з другого. Загальна мінералогічна особливість їх за Brögger-ом, полягає, в тому, що порода має майже однакову кількість ортоклазу та плагіоклазу¹. Найсистематичніше уявлення про монцоніти з мінералогічного та хімічного погляду дає останнім часом Schand²; він визначає монцоніт такими властивостями:

- 1) ортоклазо-піроксенова порода,
- 2) мезотипи та меланократові породи, тобто такі, де ваговий відсоток кольорових мінералів перевищує 30%,
- 3) $3:1 > or:an > 1:1$,
- 4) а) насичені SiO_2 просто монцоніти,
б) ненасичені SiO_2 ; субмонцоніти,
- 5) $or < ab$; $ab > an$.

Проте, зазначена характеристика потребує певних заперечень, зокрема, щодо насичених та ненасичених монцонітів у класифікації Schand-a. Ці заперечення такі:

1) У класифікації Schand-a не зазначено дуже поширеної групи кварцових монцонітів, крім вказівки на аналогію їх з грано-діоритами. Не можна також простежити за цією класифікацією петрогенетичний зв'язок кварцових монцонітів з нормальними монцонітами. Пояснення такого підходу до класифікації кварцових монцонітів Schand-a цілком зрозуміле через згадані невідповідності та знеосібненість терміну „кварцовий монцоніт“.

2) Стандартна кількість темних мінералів, або так званий „colour index“ у Schand-a для монцонітів занадто збільшена (38—66%), бо часто трапляються нормальні монцоніти та кислі „кварцові“, монцоніти, де загальна сума темних мінералів (*Fem*) менша як 33%. А проте, для таких випадків породу згідно з настановленням Schand-a зачисляється до так званих акеритів.

3. Стандартна кількість ортоклазу за Schand-ом буде, порівнюючи, занадто велика, а саме: $3:1 > or:an > 1:1$. А звідси виходить, що монцоніти за співвідношенням $or < an$ треба за Schand-ом зачислити до габро. Отже в Schand-a утворюється небажаний великий розрив „hiatus“ між монцонітом та габро і розрив цей можна було б заповнити терміном не цілком петрогенетичним „ортоклазовий габро“. Такий самий небажаний розрив у класифікації Schand-a помічається і між спорідненими але лейкократовими породами, де кількість темних мінералів менше як 33%, а саме акеритом, з одного боку ($or \geq an$) та діоритом ($or \leq an$) з другого. Тут також небажаний розрив „hiatus“ можна заповнити тільки непетрографічним терміном „ортоклазовий діорит“. Отже, в петрогенетичному розумінні термін габро та діорит бажано зв'язувати тільки з породами, принаймні більшою чи меншою мірою позбавленими ортоклазу. Тому термінів „ортоклазовий габро“ та „ортоклазовий діорит“ бажано цілком уникати, бо вони об'єднують протилежності в тій самій породі. Отже,

¹ Brögger, Die Eruptionsfolge d. triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Tirol Videnskapselskapets Skrifter 1895, S. 25.

² Schand, Eruptive rocks, 1927.

як висновок з сказаного, цілком природно постає неминучість поширювати збірний термін „монцоніт“ і на такі породи, які передніше охоплювались непетрогенетичними термінами „ортоклазовий габро“ та „ортоклазовий діорит“.

У перспективі наведених міркувань щодо підходу до „монцоніту“ в різних класифікаціях бажано також підійти до класифікації „Niggli“¹ де найвиразніше випинається збірний та знеособнений характер назви „монцоніт“. Так у класифікації Niggli всі породи, визначені в літературі взагалі різними дослідниками як монцоніти, розкладаються згідно з специфічним обчисленням окисів по 12 рубриках; з них 7 належать до атлантичних петрографічних провінцій, 4 до тихоокеанських провінцій та 1 — непевного сорту. Разом усі 12 порід розкладаються по таких сімох групах різних магм:

- 1) діоритова магма (тихоокеанська провінція)
- 2) фойайтова „ (лужна провінція)
- 3) есекситова „ (лужна провінція)
- 4) Na-габроїдна (лужна провінція)
- 5) граніто-сієнітова (переходова провінція)
- 6) сієнітова магма (переходова провінція)
- 7) монцонітова магма (переходова провінція).

З зазначених магматичних груп тільки 7-ма група нормально монцонітових за Niggli магм об'єднує породи так званих „типових монцонітів“, які, за автором (Niggli), відповідають таким породам, що їх найкраще можна характеризувати як „збагачені на ортоклаз ортоклазові габро“. Ця класифікація магм, побудована на обчисленні окисів без надання їм мінералогічного змісту, ігнорує мінералогічний склад порід, і тому роз'єднує петрогенетично зв'язані між собою породи. Ця класифікація навряд чи відповідає намаганням автора, яке криється під самою назвою „gesteinsprovinzen“, дати уявлення про справжні „провінції гірських порід“. За доказ такого твердження є ряд прикладів: приміром, термін „мангерит“ Kolderup-a² трапляється в Niggli і в групі діоритових тихоокеанських магм, і в групі есекситових лужних магм; в останньому випадку мангерит розцінюється як „Schwächst alkalisch“, не зважаючи на зауваження автора Kolderup-a про часткове знаходження в породи кварцу та відсутність ненасичених мінералів. Отже, й пропозицію Niggli — прикладати термін „типові монцоніти“ тільки до збагачених на ортоклаз ортоклазових габро — не можна прийняти повною мірою. Проте з класифікації цілком і навіть, можливо, не з волі автора виступає знову збірний характер терміну „монцоніт“.

Висновком з перегляду поглядів різних авторів на термін „монцоніт“ у класифікаційному та номенклатурному значенні будуть такі зауваження:

1) Термін „монцоніт“ не має в різних авторів, зокрема в Rosenbusch-a Iddings-a, Shand-a, Niggli та ін. досконалої однозначної характеристики; загальна мінералогічна характеристика відповідає взагалі породі плагіоклазово-піроксено-ортоклазового складу.

2) Термін „монцоніт“ у літературі вживається для характеристики надто різноманітних порід піроксено-ортоклазового складу; отже з номенклатурного погляду це є збірний термін і тому не може одразу дати точного індивідуального уявлення про породу, до якої прикладається.

3) Термін „монцоніт“ уживається здебільшого для порід атлантичних, а не тихоокеанських провінцій.

¹ Niggli, Gesteins- u. Mineralprovinzen, 1923.

² Kolderup, Die Labradorfelse d. westlichen Norwegens Bergens Museums, Aarbog, 1904, S. 107.

³ Ibid., S. 186.

4) Термін „монзоніт“ у класифікації Niggli, Shand-a, також почасти американських петрографів прикладається до порід основного характеру, або до так званих „ортоклазових габро“.

5) В класифікації Shand-a найбільше впадає в око те, що в загальній петрографічній класифікації помічається розрив (hiatus) між монзонітом і габро, з одного боку, та монзонітом і діоритом, з другого. Та коли розрив (hiatus) між монзонітом та габро все таки заповнюється в літературі терміном „мангерит“ Kolderup-a або взагалі „normaler Monzonit Niggli“¹ розрив між монзонітом та діоритом, зокрема кварцовим діоритом, є або незаповнений, або його заповнює невиразний та знеосібнений термін „кварцовий монзоніт“ і почасти акерит (Shand), а останній петрогенетично мало придатний, як термін переважно специфічних атлантичних провінцій (лужний сіеніт).

6) Термін „кварцовий монзоніт“ надто знеосібнений і прикладається до різних порід; він не має індивідуальної характеристики як певної відміни або індивідуального типу загальної збірної групи монзоніту². Найкраще було б узяти для типу кварцового монзоніту проблематичну породу, що відповідає середньому складові магматичних порід земної кори в числах Clarke 1924 року, бо такий підхід має виправдання в історії петрогенетичної думки, в розумінні Rosenbusch-a. Яскравий приклад справжніх порід зазначеного типу є найпоширеніші на Україні типи монзонітів, що їм відповідно до цього дається тут назву „україніти“.

Визначаючи збірний характер терміну „монзоніт“, треба вирішити питання про поділ цього збірного поняття, на ряд підлеглих типів, що об'єднуються під назвою монзонітів і таким способом дати індивідуальну характеристику кожній породі, яка входить у склад збірного терміну „монзоніт“. Інакше, як це помічається в усесвітній літературі, термін монзоніт, без належної індивідуалізації, внецілює та знеосібнює власні індивідуальні риси породи. Такий небажаний наслідок треба передбачати при переході до визначення та характеристики монзонітів України, що виступають у вигляді дуже різноманітних типів, а переважно у вигляді типів кислих, хімічно аналогічних з наведеним середнім складом магматичних порід. Тому треба завчасно запобігти знеосібненню порід, яке є неминуче, коли залишитися при одній узагальненій та збірній назві „монзоніт“. Це зокрема стосується до тієї найпоширенішої на Україні відміни монзонітів, що при аналогії з середніми числами Clarke відповідають найменш індивідуальній у літературі групі кислих монзонітів або „кварцових монзонітів“. Такому типові монзонітів, насичених SiO_2 , як найхарактерніших монзонітів України, дається назву „україніти“.

Збірну групу монзонітів можна поділити на індивідуальні типи так: при загальній характеристиці групи монзонітів, як порід плагіоклазо-ортоклазо-піроксенових, з наближенням у багатьох випадках, згідно в Brögger-ом, до відношення $or:an = 1:1$, всю групу монзонітів, від основних до кислих, від лужних до нелужних можна поділити відповідно до літературних досліджень порід та до мінералогічно-хімічного складу їх на такі типи.

1) Тип сомаїти (лейцитові монзоніти) та нефелінові монзоніти з ненасиченими лужними мінералами. Цей тип належить до лужних магм. Як приклад для характеристики породи такого типу, тут подається хімічний аналіз з обчисленням погм на насичені та ненасичені (лужні) мінерали нефелінового (нефеліно лейцитового) монзоніту (Monzonit Tirol an. Schmelck³). Молекулярні числа подані після перерахунку всього Fe_2O_3 на FeO .

¹ За Niggli „ein Begriff intermediärer Gesteine“, Ibid. S. 188 і далі: „er ist wie alle Begriffe intermediärer Gesteine mancher Wandlungen unterworfen worden“!

² У Brögger-a (ibid) термін „кварцовий монзоніт“ охоплює так звані банатити та адамеліти. У американських дослідників (наприклад Buddington, Adirondack magmatic Stem 9. XXXIX. 3. 1931) на таблиці кварцовий монзоніт дорівнюється до трондіаміту та опдаліту.

³ Ibid in G., Igneous Rocks, II, 1913, p. 209.

Аналіз 2

| | Вар. % | Мол. % | | Вар. % | Мол. % |
|--|--------|--------|---|--------|--------|
| SiO ₂ | 46,08 | 52,29 | K ₂ O | 6,72 | 4,88 |
| TiO ₂ | 1,39 | 1,18 | Na ₂ O | 2,07 | 2,27 |
| Al ₂ O ₃ | 20,40 | 13,62 | P ₂ O ₅ | 1,19 | 0,57 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,12 | 3,98 | BaO | 0,11 | — |
| FeO | 3,27 | як FeO | H ₂ O | 1,76 | — |
| MnO | 0,19 | 0,18 | Incl | 0,22 | — |
| CaO | 8,48 | 10,31 | | 100,4) | 100,00 |
| MgO | 6,30 | 10,72 | | | |

Перечислення наведеного аналіза методом *Osann*-а дає числа:

$$S = 53,47, A = 7,15, c = 6,47, F = 18,72, P_2O_5 = 0,57$$

$$n = 3,2(\zeta), k = 0,72.$$

Проекцію аналіза на діаграмі *Osann*-а наведено під відповідним числом „2“ на таблиці I.

Перечислення аналіза за методом американських петрографів дає такі числа:¹

| | | | | |
|-------------------------------|-----------------------------------|----------------|----------------|----------------|
| Ортоклаз (<i>or</i>) — 26,1 | } 26,7 <i>ab, an</i> } $F = 52,8$ | } $Sal = 62,4$ | Ліопсид — 6,6 | } $Fem = 36,0$ |
| Альбіт (<i>ab</i>) — 0,0 | | | Олівін — 10,5 | |
| Анортит (<i>an</i>) — 26,7 | | | Магнетит — 3,0 | |
| Нефелін — 9,4 | | | Ільменіт — 2,7 | |
| Лейцит — 10,5 | | | Апатит — 2,7 | |
| | | | 98,2 | |

II 6.3.2

2) Тип кенталеніту (олівіновий монцоніт) належить до магм, насичених SiO₂, що позначається наявністю ненасиченого мінералу олівіну, але без ненасичених лужних мінералів. За приклад такого типу монцоніту можуть бути, з одного боку, кенталеніт Glen Shira, Argyllshire, Scotland (ан. Pollard², а з другого кенталеніт із Kentallen Quarry на захід від Ballashulish Scotland³.

Перший з зазначених (Glen Shira, Argyllshire, Scotland ан. Pollard) виступає в такому вигляді: молекулярні відсотки подані після того, як усе Fe₂O₃ перераховано на FeO.

Аналіз 3

| | Вар. % | Мол. % | | Вар. % | Мол. % |
|--|--------|--------|---|--------|--------|
| SiO ₂ | 52,09 | 53,09 | MgO | 12,48 | 19,08 |
| TiO ₂ | 0,73 | 0,56 | K ₂ O | 3,01 | 1,96 |
| Al ₂ O ₃ | 11,93 | 7,15 | Na ₂ O | 2,04 | 2,01 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,84 | 7,46 | P ₂ O ₅ | 0,34 | — |
| FeO | 7,11 | як FeO | H ₂ O | 0,35 | — |
| MnO | 0,15 | 0,13 | incl. | 0,33 | — |
| CaO | 7,84 | 8,56 | | 100,24 | 100,00 |

Перечислення методом *Osann*-а дає числа:

$$S = 53,65, A = 3,97, C = 3,18, F = 32,05,$$

$$n = 5,1(\gamma), k = 0,84$$

¹ Взято в Iddings-a, *ibid.*, p. 288.

² Iddings, *ibid.*, p. 221.

³ Rosenbusch — Osann *El. der Gesteinslehre*, S. 147.

Проекцію аналізу на діаграмі Osann-а подано в таблиці I під відповідним числом 3.

Перечислення аналізу методом американських петрографів дає такі числа: ¹

| | | |
|----------------------|--|-------------------------|
| Сртоклас (or) — 17,8 | 31,5 <i>ab₁an₁</i> | } <i>F = Sal = 49,3</i> |
| Альбіт (ab) — 16,8 | | |
| Анортит (an) — 14,7 | } <i>p = 34,3</i> | } <i>Fem = 50,8</i> |
| Ліопсид — 19,4 | | |
| Гіперстен — 14,9 | | |
| Олівін — 12,3 | | |
| Магнетит — 2,8 | | |
| Ільменіт — 1,4 | | |
| 100,1 | | |

III. 5. 3. 3

Другий аналіз кенталеніту (Kentallen Quarry Ballashulisch) виступає в такому вигляді ².

Аналіз 4

| | Вар. % | Мол. % | | Вар. % | Мол. % |
|--|--------|--------|--------------------------------|--------|--------|
| SiO ₂ | 48,00 | 48,85 | CaO | 7,94 | 8,66 |
| TiO ₂ | 0,22 | 0,17 | MgO | 15,26 | 23,29 |
| Al ₂ O ₃ | 12,52 | 7,49 | K ₂ O | 2,68 | 1,74 |
| Fe ₂ O ₃ | 8,74 | 6,74 | Na ₂ O | 3,11 | 3,06 |
| FeO | — | як FeO | H ₂ O прок. | 1,36 | — |
| | | | | 99,83 | 100,00 |

Перечислення аналізу методом Osann-а дає числа:

$$S = 49,02, A = 4,80, C = 2,69, F = 36,00$$

$$s_{49,02} \quad a_3 \quad c_3 \quad f_{24}$$

$$n = 6,4 (\frac{3}{5}) \quad k = 0,70$$

Проекцію аналізу подано на таблиці під числом 4.

Перечислення аналізу методом американських петрографів дає такі числа:

| | | | |
|--|--------------------------------|----------------------|----------------------|
| Ортоклас (or) — 15,56 | 37,82 <i>ab₂ an</i> | } <i>F = 53,38</i> | } <i>Sal = 57,08</i> |
| Альбіт (ab) — 25,80 | | | |
| Анортит (an) — 12,02 | | | |
| Нефелін — 3,70 | } <i>Ol = 42,51</i> | } <i>Fem = 42,92</i> | |
| Ca ₂ SiO ₄ — 5,57 | | | |
| Mg ₂ SiO ₄ — 26,19 | | | |
| Fe ₂ SiO ₄ — 10,75 | | | |
| FeSiO ₃ — 0,41 | | | |
| 100,00 | | | |

| | | | |
|---|-----------------------------|--|--|
| Клас III Salfeman | Порядок 5 Gallare | Ранг 4 Auvergnase | Підранг 4 Auvergnase |
| $\frac{Sal}{Fem} = \frac{57,08}{42,92} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | $\frac{Q}{F} < \frac{1}{7}$ | $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{4,80}{8,66} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ | $\frac{K_2O}{Na_2O} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ |

III. 5. 4. 4.

3) Тип мангериту або звичайного монцоніту, що за описом автора терміну, Kolderup-а, згідно з мікроскопічною характеристикою, не має в собі ні кварцу, ні олівіну або має їх небагато. Визначити такий нормальний насичений тип монцоніту конче потрібно і для цього найкраще використати Kolderup-ів термін „мангерит“, що йому автор дав відповідну мінералогічну характеристику. А проте, хімічний аналіз мангериту, що його подає Kolderup, не відповідає його мінералогічній характеристиці, оскільки за мінералогічним обчисленням („norm“ американських петрографів) аналіз значною мірою ненасичений SiO₂ і має чимало олівіну (олівін = 11,76%, див.

¹ Взято в Iddings-а, ibid, p. 221.

² Rosenbusch — Osann, ibid, S. 147.

нижче). А тому, ми залишаємо для третього типу монцонітів, що підлягають визначенню, як нормально насиченого монцоніту, Kolderup-ову назву мангерит та наведену в Kolderup-а мінералогічну характеристику його. Щодо хімічного аналізу, то поруч з Kolderup-овим аналізом, який мало відповідає мінералогічній його характеристиці, наводимо тут аналіз другого монцоніту звичайного насиченого типу, Monzoni Tirol (an. Schmelk), що за наведеною характеристикою відповідає цьому третьому типові монцоніту, а також наведеному термінові „мангерит”.

Перший з зазначених аналізів — Manger, Norwegen (an Kolderup)¹ має такий вигляд¹:

Аналіз 5

| | Ваг. % | Мол. % | | Ваг. % | Мол. % |
|--|--------|--------|---|--------|--------|
| SiO ₂ | 47,34 | 53,40 | MgO | 4,54 | 7,71 |
| Al ₂ O ₃ | 19,60 | 13,05 | K ₂ O | 1,67 | 1,21 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,15 | 3,04 | Na ₂ O | 3,68 | 4,03 |
| FeO | 6,82 | 6,43 | S | 0,43 | 0,92 |
| CaO | 8,00 | 9,70 | P ₂ O ₅ | 0,66 | 0,31 |
| | | | | 99,88 | 100,00 |

Перечислення аналізу методом Осапп-а дає такі числа:

$$S = 52,61 \quad A = 5,14 \quad C = 7,67 \quad F = 21,77$$

$$n = 7,7(x) \quad k = 0,77$$

Проекція аналізу на трикутнику Осапп-а виступає з нижчеподаного аналізу під № 5.

Перечислення аналізу методом американських петрографів дає такі числа:

| | | |
|---|-----------------|-------------------|
| Ортоклаз (or) — 9,90 | } 63,24 ab,an,1 | } F = Sal = 73,14 |
| Альбіт (ab) — 31,19 | | |
| Анортит (an) — 32,05 | | |
| CaSiO ₃ — 1,64 | | |
| MgSiO ₃ — 0,53 | } F = 2,48 | } Fem = 26,84 |
| FeSiO ₃ — 0,31 | | |
| Mg ₂ SiO ₄ — 7,60 | } Ol = 11,76 | |
| Fe ₂ SiO ₄ — 4,16 | | |
| Магнетит Fe ₃ O ₄ — 10,39 | | |
| FeS ₂ — 0,81 | | |
| Апатит Ca ₃ (PO ₄) ₂ — 1,42 | | |
| | 100,00 | |

Клас II Dosalane

$$Sal = 73,14 < \frac{1}{7} > \frac{5}{3}$$

$$Fem = 26,84$$

Порядок 5 Germanare

$$Q = 0 < \frac{1}{7}$$

$$I = 73,14$$

Ранг 4 Hessase

$$K_2O + Na_2O = 5,24 < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$$

$$CaQ = 9,70$$

Підранг 4 Hessose

$$\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{1,21}{4,03} < \frac{3}{5}$$

II. 5. 4. 4.

Занадто велика кількість олівіну (Norm) не дозволяє вважати цей зразок мангериту за типовий для наведеної 3-ої відміни монцоніту. Отже для доповнення тут подається другий аналіз насиченого монцоніту, де кількість нормативного олівіну незначна; сама ж порода найкраще відповідає нашому 3-му

¹ Kolderup, Die Labradorfelse d. Westl. Norwegens Bergens Museum Aarhoy.

типові і її можна визначити терміном мангериту (Monzoni Tiro), an. Schmelk) ¹. Молекулярні числа обраховано після переведення всього Fe₂O₃ на FeO.

Аналіз 6

| | Ваг. % | Мол. % | | Ваг. % | Мол. % |
|--|--------|--------|---|--------|--------|
| SiO ₂ | 54,20 | 59,15 | CaO | 8,50 | 9,94 |
| TiO ₂ | 0,40 | 0,32 | MgO | 3,40 | 5,57 |
| Al ₂ O ₃ | 15,73 | 10,10 | K ₂ O | 4,42 | 3,08 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,76 | 7,95 | Na ₂ O | 3,07 | 3,24 |
| FeO | 5,40 | як FeO | P ₂ O ₅ | 0,50 | — |
| MnO | 0,70 | 0,65 | H ₂ O | 0,50 | — |
| | | | | 100,50 | 100,00 |

Перечислення наведеного аналізу методом O s a n n-а дає числа:

$$S = 59,47, \quad A = 6,32, \quad C = 3,78, \quad F = 20,33,$$

$$n = 5,1 (\gamma), \quad k = 0,90$$

Проекцію аналізу на діаграмі O s a n n-а подано під відповідним числом „6“ на таблиці I.

Перечислення наведеного аналізу методом американських петрографів дає такі числа:²

| | |
|----------------------|--------------------|
| Ортоклаз (or) — 26,1 | } $F = Sal = 68,1$ |
| Альбіт (ab) — 26,2 | |
| Анортит (an) — 15,8 | |
| Діопсид — 18,4 | } $\rho = 21,7$ |
| Гіперстен — 3,3 | |
| Олівін — 2,8 | |
| Магнетит — 5,3 | |
| Ільменіт — 0,8 | |
| Апатит — 1,3 | |
| 100,0 | } $Fem = 31,9$ |

II. 5. 2. 3.

4) Тип пересиченого SiO₂ монцоніту, тобто плагіоклазо-ортоклазо-піроксенової породи з основним плагіоклазом, андезином або лабрадором, та певною кількістю кварцу. Термінологічно цю породу позначали різними назвами (акерит, сіеніт, кварцовий діорит, кварцовий монцоніт і т. д.); з цих назов, як сказано, найбільш знеосібнений та невиразний є термін „кварцовий монцоніт“. До того ж часто дослідники для визначення породи типу „ненасичених монцонітів“ удавалися до подвійних термінів, що часто об'єднують цілком протилежні поняття, як от „габро-граніт“ (Tögnebohn, Морозевич), габро-сіеніт (Тарасенко) та ін.

Крім того, що для цього дуже поширеного типу збірної групи монцонітів немає точно встановленого терміну, то немає також і хімічного та мінералогічного точно усталеного формулювання породи. Ми вже говорили, що за зразковий приклад хімізму кварцових монцонітів може бути середній хімічний склад магматичних порід земної кори за Clarke — розрахунок цей наведено на с. 3. У дальшому описі аналіз середнього складу магматичних порід взято за еталон або мірило для четвертої найкислішої відміни збірної монцонітової групи. Щодо термінологічного визначення цієї четвертої пересиченої відміни монцонітів замість невиразної та знеосібненої назви „кварцові монцоніти“, то можна використати термін, який запроваджується тут для

¹ Iddinga, ibid., p. 209.

² Взято з Iddings-a, ibid. p. 209.

найпоширенішого на Україні монцоніту — україніт; цей останній при своєму пересиченому SiO_2 хімічному складі показує його аналогію й наближення до середнього хімічного складу магматичних порід у числах Clarke.

Тим самим поняття та термін „україніт“, відповідаючи цій 4-ій відміні монцонітів, перекриває собою знеосібнену назву „кварцові монцоніти“.

II. Типи монцонітів на Україні: кенталеніти, мангерити та україніти

Одну з засад цього розділу становить той факт, що на Україні дуже поширені монцоніти взагалі, а зокрема монцоніт 4-го наведеного типу, пересичений SiO_2 , який своїм хімічним складом відповідає проблематичній породі середніх чисел Clarke, як позначка середнього складу магматичних порід земної кори¹.

Вважаємо за найдоцільніше зачислити всі наведені породи Української кристалічної смуги до збірної групи монцонітів, поділивши їх на окремі типи, розкидані по найвіддаленіших місцях; вони характеризуються загальним темним кольором, середньозернясті, іноді по деяких родовищах дрібнозернясті. Мінералогічно вони відповідають плагіоклазо-ортоклазо-піроксеновим породам; у них, залежно від типу монцоніту (2-й, 3-й, 4-й наведені типи відповідно до насиченості SiO_2) маємо чималу домішку то олівіну (кенталеніт), то кварцу (україніт). Нарешті, є також випадки нормальної насиченості SiO_2 при відсутності або незначній кількості того чи того з двох мінералів (тип мангериту).

Невиразний та незрозумілий характер цих порід та переходовий мінералогічний склад їх позначається на намаганні попередніх дослідників дати описові або подвійні терміни породам, наприклад: габро-граніт (Морозевич 1898), габро-сіеніт (Тарасенко 1895), сіеніто-діорит (Матківський 1930).

Уперше термін монцоніт (кварцовий монцоніт) вжито для породи околиць с. Хлистуївки на Шевченківщині² 1928 р.

Пізніше під терміном „кварцовий монцоніт“ подано відомості про рапаківи с. Юр'івки на р. Мала Виська коло Новомиргорода³.

Нижче подаємо опис порід з їх мінералогічною та хімічною характеристикою. Всі породи та їх родовище перевірені польським та камеральним дослідженням. Але оскільки в основу статті покладено багато хімічних аналізів з відомих у літературі праць попередніх дослідників, то й при мінералогічній характеристиці порід у таких випадках вважаємо за найкраще додержувати того матеріалу, що подають автори хімічних аналізів.

Околиці Фрисарки на Волині. Територія монцонітової формації (див. табл. II та III). Родовище залягає на 20 км на захід від Житомира на Волині по р. Тетереву, де в нього вливається доплив Глибочек. Темнобрунатна порода в описі Морозевича⁴ під зложеним терміном габро-граніт, середньозерняста до дрібнозернястої; питома вага 2,766. Структура породи глибинна гіпідіоморфно-зерняста. Всі мінерали дуже деформовані. Мінералогічний опис у характеристиці Морозевича в порядку зменшення кількості мінералів такий: плагіоклаз (лабрадор), піроксен (діалаг та гіперстен), лужний польовий скалинець (ортоклаз та мікроклін), кварц,

¹ Ми не можемо використати тут терміну „опдаліт“ Goldschmidta (Erupt. Gest. kaled. Geb. Vid. ser. 1916. 2. S. 70) оскільки цей термін був призначений не для монцонітової серії, а для так. зв. „Opdalit-Trondjemite Stamm“, хоч, на нашу думку, таке відокремлення опдалітів від монцонітів штучне та недоцільне.

² Безбородько, Отчет по исслед. кристаллич. пород вдоль ж. д. Бобринская — Голта. Вісн. Укр. геол. ком., 1928, с. 24.

³ Безбородько, Досл. польов. скал. сировини, Бюл. Укр. Геол.-Розв. Управи, 1929, № 3—4, с. 32.

⁴ Морозевич, К петрографии Волини, Варшав. Унив. изв., 1893, с. 103.

рогова світня, біотит, магнетит, ільменіт, апатит, авгіт, гематит, циркон, олівін (лімоніт). Кількісні співвідношення за Морозовичем між плагіоклазом, ортоклазом та кварцом — 4:2:1, плагіоклаз у найбільших ідіоморфних кристалах належить лабрадорові. Піроксен у переважній кількості відповідає діалагові, в меншій гіперстеніві при різниці плеохроїзму в перетині $\gamma\beta$.

γ
 жовтувато-зелений
 зелений

β
 жовтаво-рожевий
 рожевий

Ті самі мінерали в перетині $\alpha\beta$.

β
 жовтаво-рожевий
 рожевий

α
 ясножовтий
 жовтаво-рожевий

Загасання діалагу близько 45° .

Ортоклаз у невеликих алотріоморфних зернах дає, за автором, кут оптичних осей $2E = 88^\circ$.

Структура ортоклазу часто мікропертитова. Подекуди лужний польовий скалинець виступає у вигляді мікрокліну з характерною решіткуватою мережею.

Кварц виступає в численних дрібних зернах алотріоморфних, іноді в граюфировому проростанні в ортоклазом.

Рогова світня характеризується надзвичайною інтерференційною барвою та роз'їденими контурами при загасанні $s:\gamma = 15$, при куті оптичних осей

$$2E = 25^\circ 20'$$

та плеохроїзмом



Біотит трапляється зрідка, темнобурий по $\gamma = \beta$. Олівін у невеличких зернах.

В перспективі поданого Морозовичем мінералогічного опису наведено хімічний аналіз породи за цим автором. Ми подаємо обчислення аналіза за системою $O_{20}apn$ -а та американських петрографів. Перечислення являють труднощі через брак даних FeO та TiO_2 .

Аналіз 7

| | Ваг. % | Мол. % |
|-----------|--------|---------------|
| SiO_2 | 59,21 | 65,60 |
| Al_2O_3 | 20,77 | 13,54 |
| Fe_2O_3 | 5,27 | 4,42 як FeO |
| CaO | 5,22 | 6,20 |
| MgO | 2,62 | 4,35 |
| K_2O | 2,78 | 1,97 |
| Na_2O | 3,59 | 3,84 |
| P_2O_5 | 0,18 | 0,08 |
| H_2O | 0,43 | — |
| | 100,07 | 100,00 |

Перечислення методом O'sann-a дає такі числа:

$$S = 65,66 \quad A = 5,81 \quad C = 6,20 \quad F = 8,77$$

$$s_{65,7} \quad a_{6,5} \quad c_{9,0} \quad f_{12,5}$$

$$n = 6,6 \quad (\beta) \quad k = 1,2$$

Хиби в аналізі помічаються в надмірі Al_2O_3 після перечислення на форму O'sann-a, що становить 1,55%.

На діаграмі (табл. 1) проекція міститься в центрі трикутника, тобто в ділянці, що характеризує діорити та почасти монцоніти. Обчислення показує на наявність вільного SiO_2 ($k > 1$).

Перечислення методом американських петрографів можна зробити тільки приблизне, бо розчленування Fe_2O_3 й FeO немає. Щоб добути такі умовні числа, все залізо взято за FeO .

| | | | |
|----------------|------------|-------------------------------|---------------|
| Кварц | — 9,15 = Q | } $ab_{1,2} an$ } = F = 72,28 | } Sal = 81,43 |
| ортоклаз (or) | — 16,62 | | |
| альбіт (ab) | — 30,53 | | |
| анортит (an) | — 25,13 | | |
| $MgAl_2SiO_6$ | — 5,42 | | |
| $MgSiO_3$ | — 3,92 | | |
| $FeSiO_3$ | — 8,85 | } Fem = 18,57 | |
| $Ca_3(PO_4)_2$ | — 0,38 | | |
| 100,00 | | | |

| | | |
|---|--|--|
| Клас II Dosalane | Порядок 5 Germanare | Ранг 3 Andase |
| $\frac{Sal}{Fem} = \frac{81,43}{18,57} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ | $\frac{Q}{F} = \frac{9,15}{72,28} < \frac{1}{7}$ | $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{5,81}{6,20} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ |

Підранг 4 Andose

$$\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{1,97}{3,83} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$$

II. 5. 3. 4.

Наведене перечислення наближається до чисел, одержаних при обчисленні середнього хімічного складу земної кори. Це помічаємо і в кількості кварцу, і в кількості темних мінералів ($Fem = 18,57$). Разом порода після обчислення наближається до монцонітів, і від них знову таки різниться відносно невеликою кількістю темних мінералів. Це саме виступає в обчисленні методом Shand-a. Тут наводимо тільки індекси, важливі для класифікації Shand-a.

- 1) $or : an = 16,62 : 25,13 < 1 : 1$.
- 2) кольоровий індекс 18,57
- 3) $or < ab$.

Отже за Shand-ом такі цифри приводять до породи типу діориту; проте, це не цілком вірно і це доводиться пояснювати недосконалістю загальної петрографічної класифікації.

Отже бачимо, що порода займає непевне місце в сучасних класифікаціях: їй віддано середнє місце між тими трьома породами — аkerитом, діоритом та монцонітом — про які згадано при обчисленні середнього хімічного складу земної кори. Обидва хімічні аналізи через це можна порівнювати та аналогізувати один з одним. А втім, найприродніше та найточніше буде порівнювати цю породу до монцонітів. Цьому відповідає головний факт — у ній є помітна кількість ортоклазу (16%) при наявності піроксену.

Непевність класифікації описаної породи та її перехідний характер привели до того, що породу описав її перший винахідець на Волині Морозевич під зложеною та описовою назвою „габро-граніт“. Аж надто характерне значення мають слова автора, Морозевича, який пояснює, чому він подає термін „габро-граніт“ (с. 117). Він каже: „Как видно из вышеизложенного,

во Фрисарке виступає порода, не відповідаюча своїм складом ні одному з общепринятих в систематиці типів. По відношенню до кількості головних складових елементів її слід вважати як би сумішшю двох частей габброанорита (лабрадор, діаллаг, гіперстен, титанит і магнетит) і одної частини роговообманкового граніта (ортоклаз, кварц, рогова обманка, біотит)... порода ближче всього підходить до деяких шведських габбро-гранітів.

Тепер навряд чи можна прийняти це зауваження без доповнень. В сучасній систематиці трапляються проміжні, „intermediäre“ породи, споріднені з описаною; такі породи є аkerит та монзоніт. Але правдивість слів Морозевича видно з попередніх обчислень. Остаточний висновок говорить про породу тільки як про зміну монзоніту в бік аkerиту та діориту. Аналогія описаної породи Фрисарки з середніми числами Clarke надає їй особливого значення. Все сказане тут дає підстави дати цій породі окрему назву, а саме „україніт“ та відзначити належність її до монзонітів пересичених SiO_2 типів.

Темні породи околиць Фрисарки описав останніми часами Матковський¹. З його праці довідуємось про велике поширення порід аналогічного гатунку на протязі 20 км по р. Тетереву з поширенням їх на північ та на південь. Два аналізи Матковського доповнюють характеристику масиву, тому ми їх подаємо нижче з додатковою мінералогічною характеристикою того ж таки автора. Проте, аналізи хибують на ту саму невпевність (не відокремлено FeO та Fe_2O_3 , немає TiO_2), яку помічено вже в Морозевича. Щоб краще з'ясувати темні породи околиць Фрисарки, обидва аналізи використовуються тут для обчислення з тими самими передумовами, які зазначено при обчисленні аналіза Морозевича.

Один з аналізів Матковського² стосується до породи по р. Глибочку (див. рис. 2). Породі дається тут назву кварцово-піроксенових сієніто-діоритів, іноді кварцово-роговосвітневих сієніто-діоритів.

Щодо мінералогічної сторони, то спостерігається калійні польові скалинці — ортоклаз і мікроклін, плагіоклаз, піроксени (ромбічний та моноклінічний); рогова світня, біотит, кварц, рудні мінерали, апатит, рутил. Породу середньо-зерниста; найбільші виділення належать калійним польовим скалинцям (пертитам), завбільшки близько 1,4 мм.

Загалом автор своїм описом стверджує дані Морозевича.

Хімічний аналіз кислішої проти інших місць породи через помітну кількість кварцу такий (все залізо позначено формулою FeO).

Аналіз 8

| | Ваг. % | Мол. % |
|---------------------|--------|--------|
| SiO_2 | 63,07 | 68,48 |
| Al_2O_3 | 17,16 | 10,96 |
| FeO | 6,83 | 6,18 |
| CaO | 4,67 | 5,43 |
| MgO | 1,45 | 2,37 |
| K_2O | 3,08 | 2,13 |
| Na_2O | 4,23 | 4,45 |
| H_2O | 0,12 | — |
| | 100,61 | 100,00 |

Перечислення аналіза методом Osann'a дає такі цифри:

$$S = 68,48 \quad A = 6,58 \quad C = 4,38 \quad F = 6,60$$

$$n = 6,1 \quad (\text{?}) \quad k = 1,2$$

¹ Матковський Й., Сієніто-діоритові породи р. Тетерева, Вол. наук. досл. музей, 1930 р., с. 43.

² Ibid., с. 48.

Другий хімічний аналіз Матковського темної породи того самого масиву околиць Фрисарки більш основного складу стосується до того самого допливу Глибочка, його лівого берега. Текстура породи нерівнозерниста. Автор дає цій породі в багатьох місцях назву біотитового діориту та кварцового діориту. До нього стосується й наведений хімічний аналіз. Проте, про належність цієї породи до діориту обчислення її хімічного складу не говорить, і ця порода знову таки належить до відміни кварцового монцоніту — відміни, аналогічної до обох попередніх прикладів. Мінералогічний склад: плагіоклаз, що належить, за автором, до андезину, піроксен (моноклінічний та ромбічний), лугові польові скалинці (пертит, ортоклаз, мікроклін), кварц, рудні мінерали, циркон, апатит, рутил; крім того, іноді трапляються рогова світня та біотит. Хімічний аналіз проведено з визначенням заліза тільки формулою FeO (с. 47). Аналіз відповідає, за Матковським, піроксено-кварцовому діоритові (лівий берег р. Глибочка).

Аналіз 9

| | Вг. % | Мол. % |
|--|--------|--------|
| SiO ₂ | 60,82 | 66,51 |
| Al ₂ O ₃ | 18,29 | 11,78 |
| FeO | 6,37 | 5,81 |
| CaO | 5,34 | 6,26 |
| MgO | 1,61 | 2,65 |
| K ₂ O | 3,23 | 2,26 |
| Na ₂ O | 4,46 | 4,73 |
| H ₂ O | 0,20 | — |
| | 100,32 | 100,00 |

Перечислення аналізу методом Осапп-а дає цифри:

$$S = 66,51 \quad A = 6,99 \quad C = 4,79 \quad F = 9,93$$

$$n = 7 \left(\begin{smallmatrix} s_{66,51} \\ a_{6,99} \\ c_{4,79} \\ f_{9,93} \end{smallmatrix} \right) \quad k = 1,1$$

Отже координати проєкції на трикутник Осапп-а аналізу 9 цілком збігаються з попереднім аналізом 8. Зменшується тільки деякою мірою коефіцієнт кислотності „k“ відповідно до меншої кількості за аналізом SiO₂. Узагалі аналіз наближається до ділянки діориту середнього типу і це виправдує термін, який подає Матковський — „сієніто-діорит“, у протилежність термінові Морозевича „габро-граніт“.

Перечислення аналізу методом американських петрографів приводить до наведених нижче висновків. Обчислюючи аналіз, знову доводиться брати тільки FeO.

$$\left. \begin{array}{l} Q \quad \quad \quad - 4,63 \\ or \quad \quad \quad - 19,10 \\ ab \quad \quad \quad - 37,68 \\ an \quad \quad \quad - 20,29 \\ CaSiO_3 \quad \quad - 2,60 \\ MgSiO_3 \quad \quad - 4,03 \\ FeSiO_3 \quad \quad - 11,67 \\ \hline 100,00 \end{array} \right\} \begin{array}{l} 57,97 \text{ ab,an} \\ F = 77,07 \end{array} \left. \vphantom{\begin{array}{l} Q \\ or \\ ab \\ an \\ CaSiO_3 \\ MgSiO_3 \\ FeSiO_3 \end{array}} \right\} Sal = 81,70$$

$$Fem = 18,30$$

$$\begin{array}{c} \text{Клас II Dosilane} \\ \frac{Sal}{Fem} = \frac{81,70}{18,30} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3} \end{array} \left| \begin{array}{c} \text{Порядок 4 Austrare} \\ \frac{Q}{F} = \frac{4,63}{18,30} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7} \end{array} \right| \begin{array}{c} \text{Ранг 3 Tonalase} \\ \frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{6,99}{6,26} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5} \end{array}$$

$$\begin{array}{c} \text{Підранг 4 Tonalase} \\ \frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{2,26}{4,73} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7} \end{array}$$

II. 4. 3. 4

Наведений наслідок обчислення найцікавіший тим, що його числа цілком збігаються з числами, виведеними (П. 4, 3, 4) для середнього хімічного складу магматичних порід Clarke.

Так само приходимо до відповідних висновків, розглядаючи породи з погляду класифікації Shand-a. Також і тут треба брати на увагу наявність у мінералогічному складі піроксену поруч з ортоклазом, а також такі порівняння:

1) $or : an = 19.10 : 20,29$

2) Кількість темних мінералів (Colour index Shand-a) відповідає малій кількості $Fem = 18,30$

3) $or < ab$

Таке порівняння знову ставить породу, за Shand-ом, на проміжне місце між акеритом, діоритом, монцонітом і вона не дорівнює цілком жодній з них, а саме:

акерит: при відповідній для акериту кількості ортоклазу помічається досить великий кольоровий індекс;

діорит: помічається надто велика кількість ортоклазу;

монцоніт: при відповідному для монцоніту співвідношенні ортоклазу до анортиту (навк. 1:1) помічається надто малий кольоровий індекс ($= 18,30$), що повинен становити понад 33%.

Беручи на увагу попереднє зауваження, що під назвою „монцоніт“ треба розуміти термін збірного значення, описану породу можна вважати за кислу відміну монцоніту, якій, щоб уникнути знеосібненої та невиразної назви „кварцові монцоніти“ та в зв'язку з поширеністю їх на Україні, дається тут окрему назву „україніт“.

Габрова або (габро-монцонітова) формація на Волині та Шевченківщині. Спочатку монцоніти розглядається як співчлени габрової волинської формації (див. рис. 3). Наявність тут порід, аналогічних з породами Predazzo в Тіролі, відзначив ще Тарасенко¹ і подав їх хімічний склад. Наше завдання є не тільки відзначити належність цих порід до збірної групи монцонітів, а й висвітлити відміну їх та приділити їм місце серед чотирьох згаданих типів монцонітів. Тим самим виявляється вага габрової магми в утворенні монцонітів. Разом з тим помічається, що поруч з основними монцонітами типу кенталеніту та мангериту тут не менше поширені монцоніти з чималою кількістю кварцу, або кварцові монцоніти. Вони часто наближаються своїм складом до середнього хімічного складу земної кори за числами Clarke; сама ж назва „кварцовий монцоніт“ знеосібнена в петрографії, й замінюється тут індивідуальною назвою „україніт“.

Ми беремо з Волині для вивчення дві ділянки, що характеризуються порівняльно детальним петрографічним дослідженням — с. Горошки (Володарське), з одного боку, та с. Буки (р. Добринська), з другого.

Село Горошки (Володарське). Темна дрібнозерниста супроти монцонітів Фрисарки порода; Тарасенко² описав її з південної частини села Горошки коло острова з млином на протилежному північному березі р. Ірші. Автор назвав породу олівіно-піроксеновим сіенітом, бо в ній, поруч з олівіном та піроксеном, є ортоклаз; виступає ця порода в вигляді скелі. Трохи на північ вона переходить у габро-сіеніт; декілька метрів на схід вона непомітно перетворюється в піроксеновий сіеніт та олівіновий габро-норит. Головні мінерали породи: ортоклаз, діалаг, олівін та ільменіт. Додаткові мінерали: апатит, біотит, ромбічний піроксен.

Ортоклаз часто з тонкою пертитовою будовою, алотріоморфний. Плагіоклаз ідіоморфний щодо ортоклазу. Діалаг платівчастий; перетини, перпенди-

¹ Тарасенко, О горных породах сем. габбро, Зап. Киев. общ. Ест., 1895, с. 291.

² Тарасенко, *ibid.*, с. 71.

кулярні до осі, дають лупність по 110, грубу щільність паралельно до 010 та тонке численне штрихування, паралельне до 100. Олівін жовтуватого кольору, з неправильними контурами, зрідка закруглений. Ільменіт має переважно неправильні ізометричні, а іноді ідіоморфні зерна в вигляді ізометричних або витягнутих шестикутників.

Хімічний аналіз породи ¹.

Аналіз 10

| | Ваг. % | Мол. % | | Ваг. % | Мол. % |
|--|--------|--------|---|--------|--------|
| SiO ₂ | 47,34 | 52,89 | MgO | 2,24 | 3,75 |
| TiO ₂ | 4,17 | 3,50 | K ₂ O | 2,34 | 1,75 |
| Al ₂ O ₃ | 14,03 | 9,22 | Na ₂ O | 2,74 | 2,96 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,80 | 0,33 | P ₂ O ₅ | 1,07 | 0,51 |
| FeO | 17,20 | 16,02 | S | 0,30 | 0,62 |
| MnO | 0,21 | 0,20 | Cl | 0,10 | — |
| CaO | 6,89 | 8,25 | H ₂ O | 0,05 | — |
| | | | | 99,48 | 100,00 |

Перечислення аналіза методом Osann-a такі:

$$S = 56,89 \quad A = 4,66 \quad C = 4,64 \quad F = 24,51$$

$$s_{56,89} \quad a_1 \quad c_1 \quad f_{22}$$

$$n = 6,4(\beta) \quad k = 0,92$$

Числа свідчать про чималу основність породи та недонасиченість SiO₂ ($k < 1$). Разом з тим помітно багато темних мінералів ($f = 22$). На діаграмі Osann-a (трикутник, рис. 1) проекція аналіза міститься на самій вертикальній стрижневій осі діаграми, наближуючись до проекції кенталеніту (16) і цим визначає основний характер породи, проміжний між основним діоритом та габро. Наявність мінералу ортоклазу переводить породу та її проекцію на діаграмі в розряд монзонітів основного типу.

Те саме помічаємо, перечислюючи аналіз методом американських петрографів:

| | | | |
|--|---------|--|-------------------|
| ортоклаз (or) | — 14,16 | } 42,78ab _{1,2} an ₁ | } F = Sal = 56,94 |
| альбіт (ab) | — 23,67 | | |
| анортит (an) | — 19,11 | | |
| CaSiO ₃ | — 2,86 | | |
| MgSiO ₃ | — 4,17 | } P = 24,79 | } Fem = 43,06 |
| FeSiO ₃ | — 17,46 | | |
| MnSiO ₃ | — 0,30 | | |
| Ca ₂ SiO ₄ | — 0,79 | | |
| Mg ₂ SiO ₄ | — 1,07 | } Ol = 6,90 | } |
| Fe ₂ SiO ₄ | — 4,98 | | |
| Mn ₂ SiO ₄ | — 0,06 | | |
| магнетит Fe ₃ O ₄ | — 1,17 | | |
| ільменіт FeTiO ₃ | — 8,11 | | |
| пірит FeS ₂ | — 0,57 | | |
| апатит Ca ₃ (PO ₄) ₂ | — 1,52 | | |
| | 100,00 | | |

Клас III Salfemale

$$\frac{Sal}{Fem} = \frac{56,94}{43,06} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$$

Порядок 5 Gallare

$$\frac{Q}{F} < \frac{1}{7}$$

Ранг 4 Auvergnase

$$\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{4,71}{8,25} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$$

Підранг 4 Auvergnase

$$\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{1,75}{2,96} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$$

III. 5. 4. 4

¹ Тарасенко, іbid., 73.

Відношення ортоклазу до плагіоклазу (14,16:42,78), а також ортоклазу до анортиту ($or:an = 14,16:19,11$) не дозволяє зачислити породу до монцонітів в той самий час порода відповідає формулі Iddings-a¹ для монцонітів

$$\frac{5}{3} > or:an = 14,16:19,11 > \frac{3}{5}$$

Сама формула породи (III. 5. 4. 4 Auvergnose) відповідає такій самій мулі кенталеніту Шотландії (тут с. 10—11). Кварцу немає, обчислення атверджує присутність олівину; це виявляється в самій назві породи а сенка — „олівіно-піроксеновий сієніт“. Але олівину за обчисленням багато (6,90) проти олівину в наведених на с. 11 при обчисленнях обох ленітів ($Ol_1 = 12,3\%$ $Ol_2 = 42,51\%$). При безперечній належності породи до загальної групи монцонітів, можна зачислити її до кенталенітів з назвою до мангериту.

Щодо класифікації Shand-a, то кількість ортоклазу в відношенні до анортиту не відповідає визначенням для монцоніту вимогам.

$$3:1 > or:an > 1:1, \text{ а проте тут } 3:1 > or:an = 14,16:19,11 < 1:1$$

Цей пункт визначено вже для класифікації Shand-a, як не зовсім відний до реальних фактів. Проте, ухил від цього пункту незначний. Ці інші настановлень класифікації Shand-a для монцонітів, то їм задовольняється „олівіно-піроксеновий сієніт“ Тарасенка, а саме:

- 1) кількість темних мінералів більше як 33° (тут $Fem = 43,6\%$)
- 2) $or < ab, ab > an$.

Отже і за класифікацією Shand-a Тарасенкової породи „олівіно-піроксеновий сієніт“ найкраще стояти в рубриці „ненасичених монцонітів“, або „монцонітів“. Відсутність проміжних етапів між субмонцонітами ($or:an > 1:1$) та ближчою до них породою „На-субгабро“, де цілком до речі вміщується порода „олівіно-піроксенового сієніту“ є знову одна з хиб і класифікації Shand-a, і інших, а це, ще більше виправдує дану тут характеристику описаної породи як монцонітів, так і їх основної відміни кенталеніту.

Таким чином розгляд породи „олівіно-піроксенового сієніту“ Тарасенка в околицях Горошок після перечислення аналіза за різними класифікаціями ставить нас перед найосновнішою відміною монцоніту, що спостерігається в Українській кристалічній смузі — кенталеніту, як продукту, тісно зв'язаному з габро-норитовими породами на Волині.

Другу своєрідну ортоклазову породу габрової формації на Волині описав Тарасенко під описовою назвою габро-сієніту. Автор виявив її там, де в південній частині с. Горошки [тепер Володарське (на острові) пунна Тарасенкової схеми]² поруч з раніш описаною. Ця друга порода темного кольору, злегка порфіривата через наявність порфіриватих кристалів плагіоклазу. Середній розмір дрібнозернистої загальної маси 0,35—0,5, тобто вона більш дрібнозерниста супроти описаних порід околиць Фришів. Порода в описаному місці мінералогічно однорідна, має однаковий склад зерна тільки на невеликій площі й переходить за декілька метрів у габро-олівіно-піроксеновий сієніт та олівіновий норит. Мінералогічний склад: плагіоклаз, ромбічний піроксен, діалаг; титаністий залізняк, апатит та незначна кількість рогової світні.

Щодо окремих мінералів, то за Тарасенком плагіоклаз, іноді домішувати завдовжки належить до лабрадору; його оточують іноді зонально олівіновий андезин, ортоклаз алотріоморфний, іноді мікропертит. Моноклінічний піроксен

¹ Ibid., с. 171.

² Тарасенко, О горных породах сем. габбро, Киев. унив. изв., 1895, с. 35 та аналіз подано на с. 69.

належить діалогові платівчастої будови то жовтуватого, то зеленуватого кольору різних індивідів. Ромбічний піроксен належить до гіперстену і майже весь пророслий платівками діалогу, що міститься паралельно вертикальній осі. Плеохроїзм незначний:

β жовтий

γ зеленуватий

Титаністий залізняк трапляється в брускуватих формах; апатит голчастий як включення в титаністий залізняк, але переважно в ортоклазі.

Послідовність кристалізації: апатит, титаністий залізняк, плагіоклаз, ромбічний піроксен та діалог, ортоклаз. Головні мінерали: піроксен та плагіоклаз.

За висновком автора (Тарасенка), порода становить перехід між габро та піроксеновим сієнітом, будучи геологічно зв'язана з габро; відповідно до цього Тарасенко дав цій породі назву „габро-сієніт“.

Хімічний склад породи такий (Тарасенко, с. 69):

Аналіз 11

| | Ваг. % | Мол. % | | Ваг. % | Мол. % |
|--|--------|--------|---|--------|--------|
| SiO ₂ | 52,20 | 57,93 | K ₂ O | 2,49 | 1,76 |
| TiO ₂ | 2,55 | 2,12 | Na ₂ O | 3,04 | 3,26 |
| Al ₂ O ₃ | 14,67 | 9,58 | P ₂ O ₅ | 0,83 | 0,39 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,83 | 0,76 | S | 0,25 | 0,06 |
| FeO | 11,51 | 10,40 | Cl | 0,08 | — |
| MnO | сліди | — | H ₂ O | 0,11 | — |
| CaO | 6,69 | 7,95 | λ | 0,52 | — |
| MgO | 3,48 | 5,79 | | 100,23 | 100,00 |

Перечислення хімічного аналізу методом Осаппа дає числа

$$S = 59,70 \quad A = 5,00 \quad C = 4,52 \quad F = 21,26$$

$$n = 6,5 \quad a_3 \quad c_1 \quad f_{21} \\ k = 0,99$$

Породу характеризує чимала кількість темних компонентів ($Fem = 21,26$). Кислотність підвищена проти попереднього аналізу, хоч $k < 1$ ($k = 0,99$). На діаграмі трикутника (рис 1) проекція аналізу знову наближається до стрижневої вертикалі, визначаючи належність проекції до ділянки діоритів. Але основність породи видно з того, що проекція перейшла вгору до F трикутника понад проекцією аналізу 1, що відповідає породі середніх чисел Clarke. Порода ця, попри основний характер її, все таки не дорівнює теоретичному складові монцоніта в розумінні Niggli та Shanda і лишається його кислотою відміною — це виразно виявляється і з наступних обчислень. Тим паче далеко щодо кислотності від справнього монцоніту є порода середніх чисел Clarke (ан. 1). Проекція аналізу на діаграмі Осаппа дуже наближається до попередньої проекції „олівіно-піроксенового сієніту“ або кенталеніту.

Перечислення аналізу 11 методом американських петрографів дає такі числа:

| | | | |
|---|---------|---------------------------------------|-------------|
| Кварц (Q) | — 3,06 | 45,70 ab _{1,1an} } F = 60,72 | Sal = 63,78 |
| Ортоклаз (or) | — 15,02 | | |
| Альбіт (ab) | — 26,23 | | |
| Анортит (an) | — 19,47 | | |
| CaSiO ₃ | — 3,72 | | |
| MgSiO ₃ | — 8,89 | Fem = 36,22 | |
| FeSiO ₃ | — 15,18 | | |
| F ₃ O ₄ | — 2,71 | | |
| FeTiO ₃ | — 4,95 | | |
| FeS ₂ | — 0,05 | | |
| Ca ₃ (PO ₄) ₂ | — 0,72 | | |
| | 100,00 | | |

| | | |
|---|--|--|
| Клас II Dosalane | Порядок 5 Germanare | Ранг 4 Hessase |
| $\frac{Sal}{Fem} = \frac{63,78}{36,22} < 7 > 3$ | $\frac{Q}{F} = \frac{3,06}{60,72} < \frac{1}{7}$ | $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{5,02}{7,95} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ |

Підранг 4—5 Hessose

$$\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{1,78}{3,26} < \frac{3}{5}$$

II. 5. 4. 4

Перечислення дає підстави зробити висновок, що порода цілком відповідає нормальному монцонітові Niggli та Shand-a, аналіз якого ми навели вище (с. 13, Monzoni Tirol.). Від мангериту Kolderup-a вона відмінна відсутністю олівину та наявністю Q. Порода наближається до ортоклазового габро, але різниться від нього певною кислотністю. В поданому розподілі порода мусить зайняти місце серед мангеритів. Ще виразніше помічаємо наближення породи до нормального монцоніту, переглядаючи аналізи за принципами Shand-ової класифікації.

Відповідно до настановлення класифікації Shand-a, треба взяти на увагу ті самі зауваження, що й передніше:

- 1) $or < an < 1:1 (15,02: 19,47)$
- 2) Великий кольоровий індекс (понад 33%)
- 3) $or < ab$ і $ab > an$.

На підставі сказаного, порода, за Shand-ом належить до габро, але це не цілком об'єктивно. Найкраще вважати породу за ту саму відміну монцонітів, що її намічають попередні розглянуті аналізи типу мангериту, але з певним ухилом до збільшення темних мінералів. Отже виходить (с. 12), що порода найкраще підходить до розряду мангеритів Kolderup-a, тобто ортоклазо-піроксенових порід, без видимої наявності кварцу з одного боку, та олівина — з другого. Але разом з тим це буде переходова порода до найбільш характерних для України монцонітів згаданого типу, тобто кварцових монцонітів або українців.

Ті самі Горошки, острів на півдні села. Породу описав Тарасенко¹ під назвою піроксенового сіеніту. Порода темного кольору, дрібнозерниста, однорідної структури; діаметр зерен 0,12 — 0,23 мм. Спостерігається на відслоненні завдовжки 30—34 м. На контакті порода виразно зв'язана переходами з розвиненим тут бідним на олівін олівиновим габро-норитом та середньозернистим, збагаченим на олівін олівиновим норитом. Мінералогічний склад самого Тарасенкового „піроксенового сіеніту“ такий: головні мінерали: плагіоклаз, ортоклаз, діалаг; другорядні: ромбічний піроксен, титаністий залізник, апатит, циркон, кварц, рогова світня, біотит. Плагіоклаз належить до лабрадорів. Олівину немає.

Хімічний аналіз породи:

Аналіз 12

| | Вар. % | Мол. % | | Вар. % | Мол. % |
|--|--------|--------|---|--------|--------|
| SiO ₂ | 54,50 | 59,66 | K ₂ O | 3,07 | 2,14 |
| TiO ₂ | 2,18 | 1,79 | Na ₂ O | 2,97 | 3,15 |
| Al ₂ O ₃ | 13,67 | 8,80 | P ₂ O ₅ | 0,46 | 0,21 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,63 | 0,26 | S | 0,25 | 0,51 |
| FeO | 11,44 | 10,44 | Cl | 0,12 | — |
| MnO | 0,21 | 0,19 | H ₂ O до 120° | 0,15 | — |
| CaO | 6,41 | 7,51 | H ₂ O вище 120 | 0,13 | — |
| MgO | 3,25 | 5,34 | * | 0,16 | — |
| | | | | 99,60 | 100,00 |

¹ Ібід., 60. Хімічний аналіз на с. 64.

Перечислення методом O s a n n-a дає числа:

$$S = 61,73 \quad A = 5,31 \quad C = 3,53 \quad F = 20,59$$

$$\begin{matrix} s_{61,73} & a_{5,31} & c_{3,53} & f_{21} \\ n = 6,0(?) & & k = 1,04 & \end{matrix}$$

При помірній кількості SiO_2 помічається чимало темних складових мінералів. Проекція аналіза рис. 1 на трикутнику O s a n n-a міститься на ділянці основних діоритів, майже збігаючись із проекцією попереднього аналіза 11. Зрозуміло, що наявністю значної кількості ортоклазу порода різниться від діориту і це вводить її в розряд певних відмін монцоніту, як зазначено й для попередньої породи № 11. Тарасенкова назва „піроксеновий сієніт“ не цілком об'єктивна через досить малу кількість ортоклазу.

Перечислення аналіза методом американських петрографів подається нижче:

| | | | | |
|---------------|--|------------------------------|---------------|---------------|
| Кварц (Q) | — 3,61 | } 40,24ab _{11,7} an | } F = 58,47 | } Sal = 62,08 |
| Ортоклаз (or) | — 18,23 | | | |
| Альбіт (ab) | — 25,29 | | | |
| Анортит (an) | — 14,95 | | | |
| | CaSiO ₃ — 5,86 | } P = 30,88 | } Fem = 37,92 | |
| | MgSiO ₃ — 8,18 | | | |
| | FeSiO ₂ — 16,46 | | | |
| | MnSiO ₃ — 0,38 | | | |
| Магнетит | Fe ₃ O ₄ — 0,92 | | | |
| Ільменіт | FeTiO ₃ — 4,17 | | | |
| Пірит | FeS ₂ — 0,94 | | | |
| Апатит | Ca ₃ (PO ₄) ₂ — 1,01 | | | |
| | 100,00 | | | |

| | | |
|---|-------------------|---|
| Клас III Salfemane | Порядок 5 Gallare | Ранг 3 Camptonase |
| Sal = 62,08 < $\frac{5}{3}$ > $\frac{3}{5}$ | Q = 3,61 < 1 | K ₂ O + Na ₂ O = 5,29 < $\frac{5}{3}$ > $\frac{3}{5}$ |
| Fem = 37,92 < $\frac{5}{3}$ > $\frac{3}{5}$ | F = 58,47 < 7 | CaO = 7,51 < $\frac{5}{3}$ > $\frac{3}{5}$ |

Підранг 3 Kentallenose

$$\begin{matrix} K_2O = 2,14 < \frac{5}{3} > \frac{3}{5} \\ Na_2O = 3,15 < \frac{5}{3} > \frac{3}{5} \end{matrix}$$

III. 5. 3. 3.

Це перечислення так само свідчить про належність породи до мангериту, якого приклади подано на с. 12 і 13. Це ж таки перечислення наближає породу до нормального монцоніту або „ортоклазового габро“ Niggli, про що свідчить багато темних мінералів Fem = 37,92 при великій кількості ортоклазу (or = 18,23%).

Переходячи до класифікації Sh a n d-a, бачимо, що порода ця цілком відповідає вимогам Sh a n d-a до монцонітів. Це видно з співвідношення or : an > 1 : 1, і з кількості темних мінералів, що перевищують 33%. Отже за Sh a n d-ом

- 1) or : an = 18,23 : 14,95 > 1 : 1 < 3 : 1
- 2) Кольоровий індекс = 38,92% > 33%
- 3) or < ab; ab > an.

Ці дані, за Sh a n d-ом, дають певну характеристику справжнього монцоніту за вимогами його класифікації.

Після зробленого тут зауваження (с. 13), щодо терміну „монцоніту“, як терміну збірного, проведено обчислення наближає цю породу до мангериту в тому розумінні, як це зазначено на с. 11. Наявність невеликої частини вільного SiO_2 свідчить про перехідний характер породи від типу мангеритів до так званих кварцових монцонітів, або до розвинених на Україні так званих українців.

Отже околиці с. Горошок цими двома породами репрезентують розвиток на невеликому просторі магми монцоніту типу мангериту Kolderup-a без вільного SiO_2 , а також без недонасиченого мінералу в вигляді олівіну¹. Разом з тим довідуємось, що термін „олівіно-піроксеновий сіеніт“ Тарасенко прикладає до породи, яка відповідає кенталенітові з групи монцонітів, тоді як термін „габро-сіеніт“ та „піроксеновий сіеніт“ він прикладав до порід, що відповідають мангеритові з переходом їх до українітів.

Ще більшої ваги набирає зауваження, про участь габрової магми в утворенні монцонітів різного характеру, зокрема специфічного, поширеного на Україні типу кислих монцонітів, або українітів. Для того перейдімо до кар'єрів околиць сс. Добрини та Буки за 14 км на схід від ст. Турчинки. Відслонення тягнеться вздовж р. Добриньки на протязі 2—3 км. Тут поруч з лабрадоритами розвинені дрібнозернясті, почасти середньозернясті породи габро та монцонітового характеру з проміжними типами. Ці останні вперше описав Тарасенко² під такими назвами: 1) олівінове габро, з мінералогічним складом: плагіоклаз, діалаг, олівін, як головні мінерали, та ортоклаз, апатит, ільменіт, пірит, біотит, рогова світня, як додаткові; 2) олівіновий габро-норит, аналогічний з попередньою породою, але в ньому є також ромбічний піроксен; 3) піроксеновий сіеніт з головними мінералами — плагіоклаз, ортоклаз, діалаг та додатковими — ромбічний піроксен, ільменіт, апатит, рогова світня; зрідка трапляються олівін, кварц, циркон; 4) олівіно-піроксеновий сіеніт з головними мінералами: ільменіт, апатит, зрідка біотит. Одна з загальних хиб у Тарасенкової праці та, що в нього немає точних вказівок на пункти знаходження породи; цю прогалину ми помічаємо також і щодо розміщення порід з-над р. Добриньки. Цю хибу виправдує почасти таке авторове зауваження: „Давая этим минеральным массам различные названия (оливинового габбро, оливинового габбро-сиенита), я хочу этим только выразить характер дифференцировки габбровой магмы, а вовсе не думаю, что они являются отдельными самостоятельными породами“.

Річку Добриньку описує в своїй праці і Ф. Матковський³. Автор додержує переважно Тарасенкової номенклатури і замість терміну „піроксеновий сіеніт“ уживає „піроксеновий діорит“ або „габро-діорит“. Цього терміну, між іншим, Матковський уживає, прикладаючи його до дослідженого ним кар'єру між селами Добринь та Буки.

Із сказаного, зокрема з Тарасенкового детального мікроскопічного опису, виходить, що всі дрібнозернясті та середньозернясті породи р. Добриньки характеризуються більшою чи меншою кількістю ортоклазу. Крім того, майже скрізь є, хоч його й небагато, олівін.

Подані два аналізи стосуються до порід кар'єру, про який згадує Матковський у своїй праці⁴; але аналізи друкуються туг уперше — їх передав у мое розпорядження геолог В. Н. Амбургер⁵, що під його керівництвом проведено розвідку околиць кар'єру. Перший основніший аналіз стосується до звичайного каменю самого кар'єру. Порода середньозерняста, зерна 0,5—2 мм діаметром, структура почасти офітова. Мінералогічний склад: плагіоклаз, піроксен (переважно діалаг, почасти ромбічний піроксен), ортоклаз (переважно ортоклаз-пертит), олівін, ільменіт, рогова світня, апатит, біотит.

¹ Очевидно ця характеристика мангериту в Kolderup-a не цілком збігається з обчисленням його хімічного аналізу (тут с. 12), бо в ньому помічається, як сказано, певна кількість олівіну.

² Тарасенко, О горных породах сем. габбро, 1895, с. 179.

³ Матковський, Геологічне дослідження басейнів середньої течії рр. Тростянци та Ірші на Волині. Наук.-досл. музей, Житомир, 1930, с. 88.

⁴ Ibid. с. 91.

⁵ Аналізи проведені в лабораторії Київ. н.-д. геол. інст. при ВУАН.

Очевидно, така порода, за Тарасенковою номенклатурою, відповідає олівіно-піроксеновому сієнітові.

Хімічний аналіз породи:

Аналіз 13

| | Ваг. % | Мол. % | | Ваг. % | Мол. % |
|--|--------|--------|-----------------------------|--------|--------|
| SiO ₂ | 49,52 | 55,96 | MgO | 3,23 | 5,48 |
| Al ₂ O ₃ | 18,38 | 12,22 | K ₂ O | 1,99 | 1,44 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,91 | 1,66 | Na ₂ O | 2,79 | 3,05 |
| FeO | 11,56 | 10,89 | H ₂ O | 0,23 | — |
| CaO | 7,68 | 9,30 | | 99,29 | 100,00 |

Перечислення аналіза методом Осапп-а дає числа

$$S = 55,04 \quad A = 4,40 \quad C = 7,62 \quad F = 20,92$$

$$n = 5,5(\gamma) \quad k = 0,91$$

Проекція аналіза міститься в четвертому гексанти і майже збігається з проекцією мангериту (рис. 1).

Ненасиченість SiO₂ дає малий коефіцієнт ($k = 0,91 < 1$).

Перечислення методом американських петрографів приводить до таких висновків:

| | | |
|---|---------|---------------------|
| ортоклаз (or) | — 11,08 | } $F = Sal = 63,09$ |
| альбіт (ab) | — 22,19 | |
| анортит (an) | — 29,82 | |
| CaSiO ₃ | — 2,53 | } $P = 17,95$ |
| Mg ₂ SiO ₅ | — 4,80 | |
| FeSiO ₃ | — 10,62 | |
| Mg ₂ SiO ₄ | — 3,92 | } $Fem = 36,91$ |
| Fe ₂ SiO ₄ | — 9,71 | |
| магнетит Fe ₃ O ₄ | — 5,33 | |
| | 100,00 | |

| | | |
|---|-------------------------------|--|
| Клас II Dosulane | Порядок 5 Germanare | Ранг 4 Hessase |
| $\frac{Sal}{Fem} = \frac{63,09}{36,91} < \frac{7}{5} > \frac{5}{3}$ | $\frac{Q}{F} < \frac{1}{7} >$ | $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{4,49}{9,30} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ |

Підранг 4 Hessose

$$\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{1,44}{3,05} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$$

II. 5. 4. 4.

Обчислення виявляє помітну кількість ортоклазу при чималій кількості анортиту та олівіну. Виявляється великий коефіцієнт $Fem = 36,91$. Отже, належачи до загальної групи монцонітів, порода одночасно відповідає й ненасиченій SiO₂ відміні збагаченого на олівін ($Ol = 13,63\%$) монцоніту, тобто мангеритові з наближенням до кенталенітів. Цей висновок цілком стверджується порівнянням з наведеним на с. 10 аналізом мангериту та кенталеніту з Glen Shira, Argyllshire та числами обчислення на „norm“ американських дослідників. А числа наближаються до кенталеніту с. Горошок. Такому висновкові не заперечить і кількість ортоклазу.

Перегляд аналізу в перспективі класифікації Shand-a приводить до таких висновків:

- 1) $or : an = 11,08 : 29,82 < 1 : 1$
- 2) Кольоровий індекс 36,91
- 3) $or < ab$; $ab < an$.

Перша формула заперечує, за Shand-ом монцоніту, проте, ми відзначили вже недостатню фактичну обґрунтованість цієї формули в автора. Кольоровий індекс (36,91% > 33%) стоїть на відповідній висоті, як того вимагає Shand. Взагалі, як уже сказано, Shand-ова класифікація і тут не дає змоги визначити монцонітний характер породи, тобто надмірну кількість *or* при високій основності породи. Ця порода за попередніми вказівками (с. 16) відповідає групі монцонітів, займаючи проміжне місце між мангеритом та кенталенітом. Про велику основність породи (наближення до кенталеніту) свідчать такі дані пункту 3-го: $ab < an$.

Наведений приклад монцоніту, близького до кенталеніту, наближає породу с. Буки до згаданої породи монцоніту окол. Горошок (*an*), зачисленого до кенталеніту.

Другий кислійший аналіз породи походить з околиці кар'єру біля с. Буки; породу взято в шурфу № 88 на південний схід від кар'єру, на відстані 300 м від нього. Порода середньозерниста, частково злегка порфіривата з невеликими, 2—4 мм діаметром виділеннями ортоклазу та плагіоклазу. Мінералогічний склад: плагіоклаз, ортоклаз (мікропертит) піроксен (переважно діалаг, почасти ромбічний піроксен), кварц, ільменіт, рогова світня, зрідка біотит, апатит. Очевидно за Тарасенком цю породу можна було б назвати піроксеновим сіенітом; проте, як показано нижче, порода досить збагачена на ортоклаз¹ і це позбавляє нас права зачислити її до сіеніту, а це буде порода порядку кислих монцонітів.

Хімічний аналіз породи:

Аналіз 14

| | Ваг. % | Мол. % | | Ваг. % | Мол. % |
|--|--------|--------|-----------------------------|--------|--------|
| SiO ₂ | 61,20 | 69,47 | MgO | 0,82 | 1,40 |
| Al ₂ O ₃ | 17,05 | 11,38 | K ₂ O | 4,28 | 3,10 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,11 | 0,91 | Na ₂ O | 4,17 | 4,58 |
| FeO | 5,70 | 5,39 | H ₂ O | 0,22 | — |
| CaO | 3,10 | 3,77 | | 98,65 | 100,00 |

Аналіз аналогічний з аналізами порід околиць Фрисарки — кварцових монцонітів із зменшеною кількістю MgO.

Перечислення аналізу методом Osann-a дає такі числа:

$$S = 68,85 \quad A = 7,60 \quad C = 3,69 \quad F = 8,57$$

$$n = 6(?) \quad k = 1,11$$

Порода за наведеними числами характеризується кислотністю ($k = 1,11 > 1$) та досить великою кількістю лугів ($a = 11,5$). Отже проєкція аналізу на схемі, будучи в третьому гексанті (рис. 1), наближається до взагалі характерної

¹⁾ За Shand-ом, термін сіеніт стосується тільки до породи, в якій кількість ортоклазу втричі більша за кількість його в анортиті (ibid, p. 183) $or : an > 3 : 1$. До породи $or : an < 3 : 1 > 1 : 1$ прикладають термін акери: та монцоніт.

для сіеніту ділянки, проте поєднувати її з цим останнім на підставі попередніх міркувань, а також на підставі наведеного обчислення за принципами інших класифікацій ніяк не можна. Проекція разом з тим наближується до кварцових монзонітів Фрисарки або так званих українітів.

Перечислення методом американських петрографів дає такі числа:

| | | | | | | | | |
|---|--------------------|---------|-------|----------------------------|---|--------------------|---|--------------------|
| кварц (Q) | — 7,88 | } | 44,83 | <i>ab</i> _{1,3an} | } | <i>F</i> = 67,37 | } | <i>Sal</i> = 75,25 |
| ортоклаз (<i>or</i>) | — 22,54 | | | | | | | |
| альбіт (<i>ab</i>) | — 31,38 | | | | | | | |
| анортит (<i>an</i>) | — 13,45 | | | | | | | |
| | CaSiO ₃ | — 0,11 | } | <i>P</i> = 19,23 | } | <i>Fem</i> = 24,75 | } | |
| | MgSiO ₃ | — 3,16 | | | | | | |
| | FeSiO ₃ | — 15,46 | | | | | | |
| магнетит Fe ₃ O ₄ | — 5,52 | | | | | | | |
| 100,00 | | | | | | | | |

| | | | | |
|--|---|--|---|--|
| Клас II Dosalane | } | Порядок 5 Germanare | } | Ранг 2 Monzonase |
| $\frac{Sal}{Fem} = \frac{75,25}{24,75} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ | | $\frac{Q}{F} = \frac{7,88}{67,37} < \frac{1}{7}$ | | $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{7,68}{3,77} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ |
| Підранг 3 Monzonose | | | | |
| $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{3,10}{4,58} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ | | | | |

II. 5. 2. 3

Подане тут обчислення мало чим відрізняє описану породу від даних обчислення середніх чисел Clarke на с. 4. Особливу увагу треба звернути на наявність у породі майже однакового співвідношення ортоклазу й анортиту, а це дає підстави зачислити породу за Iddings-ом до монзонітів. Для терміну „сіеніт“ кількість ортоклазу в породі можна вважати за задовільну. Наявність у породі вільного SiO₂ підкреслюється чималою кількістю кварцу, згідно з обчисленням (*Q* = 7,88%). Взагалі класифікація американських петрографів не заперечує проти зачислення описаної породи до групи „монзонітів“, як видно з самої формули (II. 5. 2. 3) та її видової назви „Monzonose“, та й саме обчислення наближає породу до раніш описаних кварцових монзонітів околиць Фрисарки (навколо Житомира), за якими визначено характерні риси українських монзонітів. До цих таки кварцових монзонітів, дуже поширених на кристалічній смузі (так званих українітів), треба зачислити також описану породу з околиць с. Буки.

Перегляд породи за принципами класифікації Shand-а дає підстави зробити висновок про наближення породи до монзонітів, але проти цього заперечує почасти помірна кількість темних мінералів (*Fem* = 24,75 < 33%)¹. Кількісне відношення в породі ортоклазу до анортиту відповідає вимогам класифікації Shand-а щодо монзонітів, оскільки *or* : *an* = 22,54 : 13,45 лежить у межах від 3:1 до 1:1. Взагалі визначення породи в найважливіших рисах, за Shand-ом, буде таке:

- 1) кварц (*Q*) = 7,88
- 2) 3:1 > *or* : *an* = 22,54 : 13,45 > 1:1
- 3) кольоровий індекс *Fem* = 24,75 < 33%
- 4) *or* > *an*; *or* < *ab*; *ab* > *an*.

Отже, на підставі обчислень аналізів різними методами описана ортоклазо-піроксено-кварцова порода належить до групи монзонітів, її найкислішої

¹ Як уже згадано, монзоніти за Shand-ом належать до мезотипів (*Fem* > 33%).

відміни; порода, наближаючись своїм складом до середніх чисел Clarke, виявляє найпоширеніші на Україні кварцові монцоніти з їх характеристичними рисами, або україніти. Безперечно, ця відміна монцоніту-україніту генетично споріднена та зв'язана поступовими переходами з породою головного кар'єру, що належить до тієї самої групи монцонітів і зачислена до основної фації мангериту, переходової стадії до кенталеніту.

Нарешті, для повнішого уявлення про породи з околиць Бук додаємо аналіз породи з праці П. Н. Чирвінського¹. Хоч у цьому аналізі є деякі хиби, його можна використати, щоб мати уявлення про поширення тут порід монцонітового характеру типу українітів. П. Н. Чирвінський подає породу під назвою „олівіно-амфіболо-піроксенового сіеніту“ на підставі її мікроскопічного дослідження. Проте хімічний аналіз не дає підстав для цього терміну, оскільки обчислення свідчать про чималу кількість вільного SiO₂ та про абсолютну відсутність ненасичених мінералів у вигляді олівіну. Таку непогодженість наслідків хімічного й мікроскопічного дослідження треба розглядати як неточність хімічного аналізу й як невдалий добір породи на пробу для мікроскопічного дослідження. Але обидва роди дослідження — і мікроскопічний і хімічний — збігаються щодо наявності в породи помітної кількості ортоклазу та піроксену. Після цих попередніх зауважень подаємо самий аналіз з його обчисленням методом американських петрографів. Це обчислення відкидає термін П. Н. Чирвінського та стверджує монцонітовий характер породи, зокрема специфічний характер найпоширеніших на Україні монцонітів кислого гатунку, так званих українітів. Через надмір Al₂O₃ ми не подаємо обчислення методом O s a n n - a, а тільки методом американських петрографів:

Аналіз 15

| | Вар. % | Мол. % | | Вар. % | Мол. % |
|---|--------|--------|-----------------------------|--------|--------|
| SiO ₂ | 54,09 | 60,06 | CaO | 5,26 | 6,25 |
| Al ₂ O ₃ (+T:O ₂) . . | 19,46 | 12,69 | MgO | 6,31 | 10,49 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,19 | 2,57 | K ₂ O | 2,12 | 1,50 |
| FeO | 5,20 | 4,80 | Na ₂ O | 1,03 | 1,10 |
| MnO | 0,58 | 0,54 | H ₂ O | 0,15 | — |
| | | | | 100,39 | 100,00 |

Хімічний аналіз наближається до чисел середнього хімічного складу земної кори і різниться невеликою кількістю лугів.

Перечислення методом американських петрографів дає такі числа:

| | Вар. % | | |
|--|---------|-------------|---------------|
| кварц (Q) | — 16,81 | } F = 47,18 | } Sal — 69,86 |
| ортоклаз (or) | — 12,19 | | |
| альбіт (ab) | — 8,67 | | |
| анортит (an) | — 26,02 | | |
| корунд (Al ₂ O ₃) | — 5,87 | } P = 21,20 | } Fem = 30,14 |
| MgSiO ₃ | — 15,72 | | |
| FeSiO ₃ | — 4,41 | | |
| MnSiO ₃ | — 1,07 | | |
| Fe ₂ O ₄ | — 8,94 | | |
| | 100,00 | | |

| Клас II Dosalane | Порядок 3 Austrare | Ранг 4 Bandase |
|---------------------|--------------------|---|
| Sal — 69,85 < 7 > 5 | Q — 16,81 < 3 > 1 | K ₂ O+Na ₂ O — 2,60 < 3 > 1 |
| Fem — 30,14 < 1 > 3 | F = 47,18 < 5 > 7 | CaO — 6,25 < 5 > 7 |

¹ П. Н. Чирвінський, Габбро-норит-породы, их количественный состав и месторождения в Ю.-З. Крае, Изв. Дон. полит. инст, 1928, с. 11.

Підряд 3

$$\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{1,50}{1,1} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$$

II. 3. 4. 3

Кількість ортоклазу близько 13%. Цю цифру можна вважати за мінімальну для монцонітів і зокрема для кислій їх відміни — українітів. Співвідношення ортоклазу й анортиту зменшено проти формули Iddings-a, що подається для монцонітів ($or : an = 12,49 : 26,02 < \frac{3}{5}$), але це зменшення невелике. Кількість темних мінералів $Fem = 30,14$, досить нормальна для кислій монцонітів.

Особливе значення має чимала кількість вільної SiO_2 ($Q = 16,81\%$) і це примушує зачислити породу до ясно визначених кварцових монцонітів. Взагалі обчислення свідчить про те, що порода належить до типового кварцового монцоніту (україніту). Відносно мала кількість ортоклазу не дає жадних підстав зачислити породу до сіеніту, як це зробив Чирвїнський.

Порівняння висновків обчислення з настановленнями класифікації Shand-a показує на те, що в цій класифікації є hiatus, а це утруднює уточнення петрографічної характеристики породи. Отже тут знову треба звернути увагу на такі пункти:

- 1) кварц (Q) = 16,81
- 2) $or : an < 2 : 1 \leq 1 : 2$
- 3) кольоровий індекс $Fem = 30,14$
- 4) $or < ab; ab > on.$

Тут знову не можна висвітлити монцонітового характеру породи класифікацією Shand-a, не зважаючи на всі інші вартості його схеми. Все це говорить про конечну потребу уточнити породи типу кварцових монцонітів, дуже поширених, як сказано, на Українській кристалічній смузі та доповнити знеосібнений термін „кварцовий монцоніт“ індивідуальним терміном „україніт“.

Таким чином в околицях Буки на Волині поширена виразна порода з монцонітової групи. Очевидно, визначне місце в цій монцонітової групі належить тій відміні, що характеризує кислі або так звані кварцові монцоніти. Через непевність самого терміну „кварцовий монцоніт“ та через брак відповідного для них терміну в найпоширеніших класифікаціях¹ цей кварцовий монцоніт за специфічними для України ознаками визначаємо тут під назвою „україніт“. Отже, монцоніти з околиць Буки, зокрема україніти, на підставі численної кількості аналізів можна вважати за значно поширені породи на певних чималих просторах, а цього ніяк не можна сказати про околиці Горошок, де ці породи спостерігав дослідник Тарасенко на невеликих тільки ділянках.

На підставі сказаного Волинь та її околиці з їх ортоклазовими породами часто виступає як цілком своєрідна формація, де поруч з основними габровими породами є породи монцонітової групи з різними відмінами. Такими часто будуть олівінові монцоніти або кенталеніти, що їх часто визначали терміном олівіно-піроксенові сіеніти, а також нормальні монцоніти без олівінів та безкварцові, яким найкраще адоптувати Kolderup-ів термін „мангерити“. До них переважно належать породи передніших авторів під назвою габро-сіенітів, піроксенових сіенітів. Нарешті, частина обох останніх термінів

¹ Навіть термін „акерит“, що найбільше відповідає уявленню про кислі монцоніти українського типу, не можна адоптувати без застереження, бо цей термін характеризує породи переважно лужного атлантичного типу (так званій лужний сіеніт).

часто належать до порід так званих кислих монцонітів, яким тут, в умовах України, ми даємо назву україніти. Взагалі мінерал ортоклаз яскравою низкою проходить через породи габрової формації; він спричиняється до великого поширення тут порід монцонітового гатунку, генетично тісно зв'язаних з габро. Отже габрову формацію Волині петрогенетично треба точніше визначити під назвою габро-монцонітової формації.

Немає жадного сумніву, що на Волині треба обчислити хімічні аналізи порід типу олівіно-піроксенового сіеніту, габро-сіеніту, піроксено-сіеніту і на основі мікроскопічного дослідження зв'язати з новою природнішою класифікацією, яка, безперечно, визначить їх як породи монцонітової групи.

С. Хлистунівка на Шевченківщині. Особливого значення набирає питання про українські монцоніти в зв'язку з поширенням їх в аналогічній габровій формації України, але в іншому місці їх спостереження — поза межами Волині, а саме на Шевченківщині. Як показано на карті, тут зосереджуються дві невеличкі території розвитку габрових порід, що їх оточують рапаківи. Північна територія габрових порід охоплює річку Вільшанку, що вливається в Дніпро. На цій річці лежить хут. Хлистунівка та с. В'язівка за 7 км одне від одного. Обидва вони лежать у районі розвитку порід габрової формації. В хут. Хлистунівці розвинулася темна ортоклазо-піроксено-кварцова порода, визначена в літературі¹ як кварцовий монцоніт. Щодо с. В'язівки, то як сповіщає мене науковий співробітник Укр. наук.-дослідн. Інституту Л. Г. Ткачук, тут є ще порода, яку він вважає за кварцовий монцоніт. Разом з тим він передав і хімічний аналіз цієї породи — його ми подаємо нижче. Тим самим габрова формація України по всіх місцях поширення її характеризується наявністю монцонітів, зокрема такого, що належить до типу так званих кварцових монцонітів. Обидва наведені нижче аналізи відбивають разом з тим характерні ознаки проблематичної породи, що відповідає середньому хімічному складові земної кори. Замість знеособленого терміну „кварцовий монцоніт“ тут дається індивідуальну назву „україніт“. Отже на основі сказаного „україніти“ можна вважати за зразковий показник втілення проблематичного аналіза середнього складу земної кори в форму дійсної, реальної породи навколо денної поверхні, зокрема на площі Української кристалічної смуги.

Хут. Хлистунівка лежить за 7 км на північ від ст. Цвіткове, де розроблюється великий кар'єр кристалічної породи. Порода тут темного кольору, середньозерниста з переходом до грубозернистої відміни. Мінералогічний склад у порядку зменшення кількості мінералів такий: плагіоклаз, ортоклаз, кварц, піроксен, рогова світня, біотит, апатит, магнетит, титаністий залізняк, циркон. Вторинні мінерали: хлорит, мусковіт, бурий залізняк. Структура породи монцонітова в зв'язку з більшою ідіоморфністю плагіоклазу щодо ортоклазу. Подекуди плагіоклаз оточує оболонка ортоклазу. Механічні деформації позначилися незначною мірою у вигляді мало помітної зігнутої двояків плагіоклазів та невеличкого хвилястого загасання кварцу. Ортоклаз подекуди кількісно переважає інші мінерали породи. Звичайно він трапляється у вигляді ортоклазу-периту. Кут оптичних осей ортоклазу варіює від 62° до 80°. Подекуди ортоклаз виступає у вигляді мікрокліну з характерною решіткуватою будовою.

Плагіоклаз згідно з вимірами відповідає андезинові, але по окремих місцях і лабрадоріві.

Піроксен виступає дрібними закругленими зернами ранньої генерації, діаметром 0,3—0,5 мм і більше. Звичайно він позначається продуктами розпаду,

¹ Н. И. Безбородько, Отчет по исследованию крист. пород Бобринская-Голта, Вісн. Укр. геол. ком., 1928, с. 21.

що до них належать хлорит, рогова світня, окиси заліза, та відповідає двом відмінам: діалагові та гіперстенові. Діалагові зерна характеризуються позитивним оптичним знаком та великим подвійним заломленням.

$$2V = +70^\circ, +74^\circ$$

$$\gamma \alpha = 0,024$$

Штрикування відповідає окремісті діалагу по (001). Спостерігаються двоякі по (100).

Гіперстену кількісно менше супроти діалагу.

Рогова світня виступає в двох відмінах: зелена рогова світня та брунаста рогова світня.

Циркону спостерігаємо помітну кількість.

Хімічний аналіз породи середньозернистої відміни показаний такими числами:

Аналіз 16

| | Ваг. % | Мол. % | | Ваг. % | Мол. % |
|--|--------|--------|-----------------------------|--------|--------|
| SO ₂ | 62,56 | 70,54 | MgO | 1,85 | 3,11 |
| Al ₂ O ₃ | 15,96 | 10,62 | K ₂ O | 3,85 | 2,79 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,35 | 2,27 | Na ₂ O | 3,06 | 3,38 |
| FeO | 2,98 | 2,67 | H ₂ O | 1,32 | — |
| CaO | 3,81 | 4,62 | | 100,74 | 100,00 |

Перечислення методом Осаппа дає такі числа:

$$S = 68,21 \quad A = 5,95 \quad C = 4,32 \quad F = 7,32$$

$$s_{68,21} \quad a_{10} \quad c_7 \quad f_{13}$$

$$n = 4,4 (\beta) \quad k = 1,21$$

Проекція аналіза на діаграмі трикутника Осаппа (див. рис. 1) знову міститься в третьому гексанті навколо вертикальної середньої лінії в тій ділянці, що відповідає кислим діоритам.

Перечислення аналіза методом американських петрографів дає такі числа:

| | | |
|--|-------------|---------------|
| кварц (Q) — 18,69 | } F = 67,78 | } Sal = 86,47 |
| ортоклаз (or) — 23,06 | | |
| альбіт (ab) — 26,33 | | |
| анортит (an) — 18,39 | | |
| магнетит Fe ₂ O ₄ — 7,83 | } P = 5,70 | } Fem = 13,53 |
| CaSiO ₃ — 0,29 | | |
| MgSiO ₃ — 4,62 | | |
| FeSiO ₃ — 0,79 | | |
| 100,00 | | |

Клас II Dosalane

$$\frac{Sal}{Fem} = \frac{86,47}{13,53} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$$

Порядок 4 Austrare

$$\frac{Q}{F} = \frac{18,69}{67,78} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$$

Ранг 3 Tonalase

$$\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{6,17}{4,62} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$$

Підранг 3 Harzose

$$\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{2,79}{3,38} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$$

II. 4. 3. 3

Порода цілком виявляє ознаки найпоширеніших українських монзонітів — українітів і належить до типу так званих кварцових монзонітів. Справжній

монзонітовий характер виявляється великою кількістю ортоклазу при урівноваженні його з кількістю анортиту. Плагіоклаз має чималу основність (ab_1, an_1). Разом з тим виступає характерна ознака найрозповсюджених українських монзонітів-українітів — наближення їх до середнього складу земної кори (с. 3). Помічається досить багато вільної SiO_2 ($Q=18,69$) проти числа SiO_2 для обчислення чисел Clarke ($Q=10,22\%$), а також небагато темних мінералів ($Fem=13,53\%$ порівняльно з $Fem=22,33\%$ чисел Clarke). Аналогія з середніми числами Clarke виступає з аналогічної формули обчислення.

Аналіз 16: II. 4. 3. 3. (Tonalase, Harzose)
Середні числа Clarke II. 4. 3. 4. (Tonalase, Tonalose).

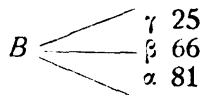
Щодо формулювання Shand-a, то цей аналіз відповідає акеритам, як породі відповідно невеликого кольорового індексу ($Fem=13,53$); до тих таки акеритів¹ за Shand-ом належить і обчислення середніх чисел Clarke через той самий невеликий кольоровий індекс. Узагалі, як уже сказано, обидва хімічні аналізи припадають на ту ділянку класифікації Shand-a, що характеризується незаповненістю (hiatus) і займає місце між акеритом, діоритом та монзонітом. Заведення терміну „акерит“, що нічим петрогенетично не в'яжеться з групою монзонітів, утруднює поєднання окремих співчленів збірної групи монзонітів як ортоклаз-піроксенових порід в одну загальну цілість. Ось чому доводиться вважати за найкраще прийняти тут термін „кварцовий монзоніт“, характеризуючи його цифрами середніх чисел Clarke та прикладаючи до нього термін „україніт“; щонайповніше своїми дійсними природними властивостями породи відбивають проблематичну породу середнього хімічного складу земної кори.

- 1) кварц (Q) = 18,69
- 2) $or:an = 23,06:18,39 > 1:1$
- 3) кольоровий індекс — 13,53
- 4) $or < ab; ab > an$

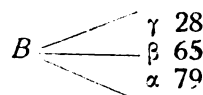
Цілком аналогічний характер має порода с. В'язівок, 7 км вище по річці Ольшанці від ст. Хлистунівки. Подаємо тут мінералогічну та хімічну характеристику породи за Л. Г. Ткачуком. Остання складається з таких мінералів у порядку зменшення кількості їх у породі: плагіоклаз, ортоклаз, піроксен, рогова світня, кивіт, біотит, апатит у визначеній кількості, ільменіт, циркон як вприски в біотиті. Плагіоклаз



Дв. зак. \perp (010)
№ 32



Дв. зак. \perp (010)
№ 49



Дв. зак. \perp (010)
№ 50

Отже плагіоклаз дорівнює андезинові та лабрадоріві.

Піроксен спостерігається у вигляді діалагу та гіперстену.

З характеристики бачимо, що порода в загальних рисах цілком відповідає кварцовому монзонітові с. Хлистунівки. Те саме доводиться відзначити після перегляду нижченаведеного аналізу породи (хім. аналіз Наук. досл. геол. інституту); цей аналіз цілком збігається з аналізом кварцового монзоніту-україніту с. Хлистунівки.

¹ Про незручність прикладати цей термін до українських монзонітів говорилося вище.

Аналіз 17

| | Ваг. % | Мол. % |
|--|--------|--------|
| SiO ₂ | 61,98 | 70,30 |
| Al ₂ O ₃ | 16,01 | 10,68 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,15 | 2,19 |
| FeO | 2,70 | 2,56 |
| CaO | 4,01 | 4,87 |
| MgO | 1,91 | 3,25 |
| K ₂ O | 3,97 | 2,87 |
| Na ₂ O | 2,99 | 3,28 |
| H ₂ O | 1,15 | — |
| | 99,87 | 100,00 |

Крім невеличкого розходження в SiO₂ решта окисів в аналізах 16 та 10 різняться тільки в межах таких цифр, які не перевищують можливих помилок під час виконання хімічних аналізів.

Перечислення аналіза методом Osann-a дає цифри:

$$S = 68,76 \quad A = 6,02 \quad C = 4,43 \quad F = 10,34$$

$$n = 5,3 (\gamma) \quad k = 1,24$$

Проекція аналіза на діаграмі трикутника Osann-a (рис. 1) знову міститься в тому таки третьому гексанти, не ухиляючись далеко від середньої вертикальної лінії, та наближається до проекції кислих діоритів.

Перечислення хімічного аналіза методом американських петрографів дає такі числа:

| | | | |
|---|---------|--|---------------|
| кварц (Q) | — 18,19 | } 44,31 ab ₁ , an } F = 68,18 | } Sal = 86,37 |
| ортоклаз (or) | — 23,77 | | |
| альбіт (ab) | — 25,58 | | |
| авортит (an) | — 18,73 | | |
| CaSiO ₃ | — 0,59 | } P = 6,15 | } Fem = 13,71 |
| MgSiO ₃ | — 4,83 | | |
| FeSiO ₃ | — 0,74 | | |
| магнетит Fe ₃ O ₄ | 7,57 | | |
| | 100,00 | | |

| | | |
|---|---|--|
| Клас II Dosalane | Порядок 4 Austrare | Ранг 3 Tonalase |
| $\frac{Sal}{Fem} = \frac{86,37}{13,71} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ | $\frac{Q}{F} = \frac{18,19}{68,18} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ | $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{6,15}{4,87} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ |

Підранг 3 Harzose

$$\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{2,87}{3,28} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$$

II. 4. 3. 3

Цей аналіз та наведені числа „norm“ американських петрографів цілком відбивають характерну рису найпоширеніших на Україні монзонітів, а саме абсолютну відсутність при обчисленні ненасичених мінералів та наявність вільної SiO₂. Отже українні й у цьому аналізі репрезентують кислу відміну монзонітів, так званих кварцових монзонітів, що їх стандартний аналіз пропонується тут у вигляді середніх чисел Clarke для середнього хімічного складу земної кори. Аналогія наведених чисел з цифрами обрахования середніх чисел Clarke (див. с. 3) і тут безперечна.

Щодо класифікації Shand-a, то й тут звертаємо увагу на такі пункти:

- 1) $or : an = 23,77 : 18,73 > 1 : 1$
- 2) кольоровий індекс 13,71%
- 3) $or < ab; ab > an$
- 4) $Q = 18,19\%$

Усі зазначені пункти залічують, за Shand-ом, згадану породу с. В'язівок до категорії між акеритом, діоритом та монцонітом, відповідно незаповненої hiatus його класифікації. Найкраще заповнювати цю hiatus так, щоб на її місце висувати проблематичну породу середніх чисел Clarke, як еталон хімічного складу, наближений до кислої відміни монцонітів (непевна та знесібнона назва „кварцових монцонітів“); ця проблематична порода відбиває справжню породу українців, що дуже поширені на площі Української кристалічної смуги.

Отже габрова формація на Шевченківщині має виразних представників кислих монцонітів українського типу, або українців у виразних формах, наближених складом до так званих „кварцових монцонітів“, що їх стандартний хімічний склад найкраще помітно в середніх числах Clarke для середнього хімічного складу земної кори.

Село Варварівка коло ст. Помішна (бугітова серія). Родовища кварцового монцоніту або україніту цього села важливі тим, що цей монцоніт генетично зв'язується з бугітовою (чарнокито-норитовою) серією порід, розвинених на загальному просторі, як видно з карти. Тим самим в обсяг карти Української кристалічної смуги, що репрезентує породу монцонітів українців втягається дуже поширена бугітова магма¹.

Село Варварівка з розвиненим тут монцонітом-українітом, лежить 16 км на південь від ст. Помішна. З карти (рис. 3) бачимо, що с. Варварівка лежить на контакті двох типів магми — з одного боку, бугітової, з другого — магми вінов'ївського типу граніту. Насправді вихід монцоніту с. Варварівка є поруч та в контакті з грубозернястим, порфірватим гранітом вінов'ївського типу. Саме родовище монцоніту спостерігається в селі навколо ставка — на північному та найбільше на південному кінці його. Тут монцоніт розвинувся за греблею на площі 200×30 м у вигляді приземкуватих відслонень з невеликими кар'єрами, де добувають камінь. Порода темного кольору, масивна, з слабо визначеною подекуди кулястою окремістю на площах звірення.

Під мікроскопом порода гіпідіоморфно-зерняста, розмір зерна 1—3 мм. Механічні деформації — зігнутість двоякових смуг плагіоклазу, зігнутість пластівок біотиту, хвилясте згасання кварцу. Цементна (mortelstruktur) або мостувата структура та стьожкова катаклаза трапляються тільки по окремих місцях. Мінералогічний склад породи в порядку зменшення кількості: плагіоклаз, ортоклаз, піроксен, рогова світня, кварц, біотит, апатит, сфен, магнетит.

Кількість ортоклазу в породі не скрізь однакова. Трапляються ділянки, як видно з шліфів, де ортоклаз зовсім втрачається. Отже можна припустити, що тут справжній монцоніт переходить у породи бугітового тилу (кварцовий діорит, кварцовий норит). Кварц трапляється в шліфах всюди, але іноді в малій кількості.

Плагіоклаз відповідає за вимірами андезину при симетричному згасанні 10—13 окремих індивідів.

Ортоклаз виступає переважно в вигляді ортоклаз-пертиту.

Піроксен належить до гіперстенів при негативному оптичному знакові та помірному подвійному заломленні.

¹ Значення монцонітової магми в процесі відокремлення її від бугітової магми я відзначив у статті „К петрогенезису темноцвєтних пород Подоляни“. Тр. Минер. Инст. Всес. Акад. Наук, 1931, с. 154.

Рогова світня зелена з виразним плеохроїзмом.

$\alpha < \beta = \gamma$
 безбарвна блідо-зелена зелена

Біотит брунастий по γ , одноосевий, з плеохротичними дворічками.

Апатиту та сфену трапляється часто помітна кількість.

Хімічний аналіз породи зробила у лабораторії Укр. геол. розвідк. упр. (кол. Геол. комітет) аналітик М. Хв. Лашенко. Вона подає такі цифри:

Аналіз 18

| | Ваг. % | Мол. % |
|--|--------|--------|
| SiO ₂ | 59,16 | 65,45 |
| Al ₂ O ₃ | 18,28 | 11,90 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,38 | 0,57 |
| FeO | 7,51 | 6,93 |
| CaO | 4,45 | 5,27 |
| MgO | 1,31 | 2,17 |
| K ₂ O | 3,63 | 2,56 |
| Na ₂ O | 4,81 | 5,15 |
| H ₂ O | 0,30 | — |
| | 100,83 | 100,00 |

Аналіз має чималу аналогію з числами середнього хімічного складу магматичних порід за Clarke (див. с. 3). Помітно тільки зменшену кількість MgO, — це має загальну причину, оскільки елементи Mg становлять взагалі дефіцитний елемент Української кристалічної смуги.¹

Перечислення аналіза методом Osa p-p-a дає такі цифри:

$$S = 65,07 \quad A = 7,67 \quad C = 4,16 \quad F = 11,27$$

$$n = 6,1 (\beta) \quad k = 0,99$$

Знижена кількість кислотного коефіцієнту ($k < 1$) суперечить наявності кварцу; це пояснюється досить помітною кількістю біотиту. Проекція аналіза на трикутник Osa p-p-a припадає на третій гексанти, знову навколо вертикальної лінії, але на межі кварцових та безкварцових діоритів.² А взагалі помічається наближення до проекції середніх чисел Clarke.

Перечислення аналіза методом американських петрографів дає такі числа:

| | | |
|---|---------|-------------------------------|
| кварц (Q) | — 1,08 | } $F = 79,24$ } $Sal = 80,32$ |
| ортоклаз (or) | — 21,33 | |
| альбіт (ab) | — 40,45 | |
| анортит (an) | — 17,46 | |
| CaSiO ₃ | — 1,87 | } $P = 17,70$ } $Fem = 19,68$ |
| MgSiO ₃ | — 3,25 | |
| FeSiO ₃ | — 12,68 | |
| магнетит Fe ₃ O ₄ | — 1,98 | |
| | 100,00 | |

Клас II Dosalane

$$\frac{Sal}{Fem} = \frac{80,32}{19,68} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$$

Порядок 5 Hermanare

$$\frac{Q}{F} = \frac{1,08}{79,24} < \frac{1}{7}$$

Ранг 3 Andase

$$\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{7,71}{5,27} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$$

Підранг 4 Andose

$$\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{2,56}{5,15} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$$

II. 5. 3. 4

¹ Див. про це Безбородько, Укр. крист. смуга та корисні коп., с. 37.

² Порівн. Rosenbusch, 1923, S. 195.

Наведене обчислення знову говорить про пересиченість породи вільним SiO_2 , що така характерна для кварцових монцонітів або українітів. Співвідношення ортоклазу та анортиту відповідає монцонітам за принципом Iddings-a.

Згадану аналогію хімічного складу породи з середнім складом земної кори видно також з наведеного обчислення — з кількості темних мінералів [$Fem(1) = 22,33$; $Fem(12) = 19,68$], ортоклазу [$or(1) = 18,80$, $or(12) = 21,33$] та зокрема з аналогії співвідношення ортоклазу й анортиту. Отже згаданий монцоніт с. Варварівки можна зачислити до переходової форми від крайньої кислотої відміни монцонітів до середньої відміни мангеритів, що поєднуються в цьому напрямку з монцонітами с. Горошок. Ця порода с. Варварівки стверджує загальну характеристику кварцових монцонітів або українітів, як порід кислотного типу монцонітів, „кварцових монцонітів“ з переходовими формами до ближчого щодо кислотності нормального монцоніту або мангериту, — ми відзначили це, характеризуючи монцоніти с. Горошок.

Аналогічні висновки про монцоніт с. Варварівки маємо також, переглядаючи аналізи в перспективі класифікації Shand-a. Тут знову спостерігаємо такі пункти:

- 1) $or : an = 21,33 : 17,46 < 3 : 1 > 1 : 1$
- 2) кольоровий індекс = 19,68
- 3) $or < ab$; $ab > an$
- 4) $Q = 1,08$

Отже й цей аналіз, як і попередній, термінологічно залічує за Shand-ом породу до акеритів або до породи непевного характеру між монцонітами та діоритами.

Порода відповідає мало визначеному в Shand-a типові „кварцових монцонітів“ яким надається стандартної форми середніх чисел Clarke, що відповідають середньому хімічному складові магматичних порід земної кори та реально втілюються в монцонітах поширених на Україні, які об'єднують назва україніти.

Село Чермалик, хут. Вагнера на р. Калміус на Маріупольщині (сієнітова формація). Сієнітова формація Української кристалічної смуги на Маріупольщині цікава також своєю участю в утворенні монцонітів найрозповсюдженішого на Україні типу. Темна порода кварцового монцоніту генетично тісно зв'язана з гранітами лужного типу. Це так званий каранський тип граніту, порфіруватий, на зразок зінов'ївського типу. Цей монцоніт генетично зв'язаний з сієнітовою формацією, з її лужнокальцієвими сієнітами та гранодіоритами. Цей останній у найкращій формі спостерігаємо на р. Калміусі навколо села Чермалик коло хут. Вагнера. Порода утворює тут високі скелі на обох берегах Калміусу і її добувають тут по каменярнях. Мікроскоп досить виразно відзначає порівнюючи одноманітний мінералогічний кварцово-ортоклазовий склад цієї темної породи. Плагіоклаз подекуди займає в породі другорядне проти ортоклазу місце. Структура породи гіпідіоморфна.

Динамічні явища мало помітні.

Мінералогічний склад породи в порядку зменшення кількості окремих складових частин такий: плагіоклаз, ортоклаз, кварц, піроксен, рогова світня, біотит, магнетит, апатит. Плагіоклаз відповідає андезинові та олігоклазові. Ортоклаз завжди в вигляді ортоклаз-пертиту. Піроксен відповідає діопсидові та діалагові.

Хімічний аналіз породи зробив у лабораторії Укр. геол. Тресту аналітик проф. К. І. Тимофіїв.

Аналіз дає такі цифри:

Аналіз 19

| | Ваг. % | Мол. % |
|--|--------|--------|
| SiO ₂ | 57,91 | 65,49 |
| Al ₂ O ₃ | 15,34 | 10,21 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,15 | 1,76 |
| FeO | 7,69 | 7,25 |
| CaO | 4,32 | 5,23 |
| MgO | 1,80 | 3,06 |
| K ₂ O | 3,64 | 2,62 |
| Na ₂ O | 4,01 | 4,38 |
| H ₂ O | 0,76 | — |
| | 99,62 | 100,00 |

Виходить, що й цей аналіз кварцового монцоніту або україніту на Маріупольщині дає числа, які наближаються до аналізу 1 середнього хімічного складу магматичних порід земної кори.

Перечислення аналізу методом *O s a p n*-а дає такі числа:

$$S = 64,33 \quad A = 6,89 \quad C = 3,13 \quad F = 15,63$$

$$n = 6,3 (\rho) \quad k = 1,02$$

Проекція аналізу на трикутнику *O s a p n*-а (рис. 1) знову лежить навколо вертикальної осі діаграми та разом з тим наближається до проекції середніх чисел *Clarke* (аналіз 1). Це останнє можна було вже передбачити з порівняння загальних чисел хімічних аналізів 1 та 19.

Перечислення аналізу методом американських петрографів дає такі числа:

| | | | |
|---|---------|--------------------|----------------------|
| кварц (<i>Q</i>) | — 5,81 | } <i>F</i> = 69,24 | } <i>Sal</i> = 75,05 |
| ортоклаз (<i>or</i>) | — 21,72 | | |
| альбіт (<i>ab</i>) | — 31,22 | | |
| анортит (<i>an</i>) | — 13,30 | | |
| CaSiO ₃ | — 3,59 | } <i>P</i> = 18,86 | } <i>Fem</i> = 24,95 |
| MgSiO ₃ | — 4,56 | | |
| FeSiO ₃ | — 10,81 | | |
| магнетит Fe ₃ O ₄ | — 6,09 | | |
| | 100,00 | | |

| | | |
|----------------------------|---------------------------|---|
| Клас II <i>Dosalane</i> | Порядок 4 <i>Austrare</i> | Ранг 3 <i>Tonalase</i> |
| <i>Sal</i> = 75,05 < 7 > 5 | <i>Q</i> = 5,81 < 3 > 1 | $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = 7,00 < \frac{5}{3} > 3$ |
| <i>Fem</i> = 24,95 < 1 > 3 | <i>F</i> = 29,95 < 5 > 7 | |

Підранг 4 *Tonalase*

| | |
|-------------------|--------------|
| K ₂ O | 2,62 < 3 > 1 |
| Na ₂ O | 4,38 < 5 > 7 |

II. 4. 3. 4

Перечислення показує справжню суцільність породи, як монцоніту кислої відміни, що має звичайні ознаки україніту. Помічається чимале збільшення ортоклазу проти анортиту, але кількість (*or*) не доходить до *2an* і відношення *or:an* відповідає числам *Iddings*-а для монцонітів.

Помічається збільшення кількості темних мінералів, але цифра їх (*Fem* = 24,95) наближається до такої ж цифри аналізу середнього складу земної кори. Кількість кварцу (*Q* = 5,81) свідчить про невелику перенасиченість аналізу SiO₂, але в ній уже виявляються характерні ознаки українітів, а це дає їм місце серед кислих відмін монцонітів.

До такого ж висновку приходимо, розглядаючи аналіз україніту с. Чермалик з погляду класифікації Shand-a.

- 1) $3:1 > or:an > 1:1$
- 2) кольоровий індекс = 24, 95
- 3) $or < ab; ab > an$
- 4) $Q = 5,81$

Порода с. Чермалик знову належить до порядку акеритів; назва ця не може петрогенетично відбити справжні ознаки відповідних порід України та зокрема Чермалику, як порід монцонітового характеру. Виразна наближеність хімічного аналізу Чермалицької породи до середніх чисел Clarke підкреслює індивідуальні риси породи, як певного розділу монцонітової групи порід, а саме кислотної відміни так званих „кварцових монцонітів“, — для них середні числа Clarke вважається за стандартні числа. В той самий час і на тій самій основі ця порода Чермалику поєднується з іншими розглянутими тут породами монцонітового типу на Україні, і всі вони, відповідно до однакових специфічних ознак мусять мати спільну назву „україніти“.

III. Монцонітові формації на Україні

З наведеного опису Українських монцонітів різного типу, кенталенітів, мангеритів та українітів — видно, що всі вони виявлені то як окремі відслонення (наприклад Горощки на Волині), то як значніші розміром маси, що їх часто розробляють кар'єрами (наприклад, с. Варварівка навколо ст. Помішної), то як масиви на значному просторі, де вони мають панівне значення та правлять за вихідний матеріал для утворення диференціаційних продуктів у вигляді інших порід. В останньому випадку можна говорити про справжні монцонітові формації. За таку монцонітову формацію можна вважати площу на Волині по р. Тетереву на захід від Житомира в околицях Високої Печі, Фрисарки, Буків¹, Денеші, як це показано на карті (рис. 2 і 3). На північ ця площа доходить до с. Новий Завод. Тут породу монцонітового типу спостерігаємо в урочищі Пічкурська Лята, а на півдні її виявлено за 6 км від Тетерева в хуторі Козодій на р. Глибочку. На ці місцевості посилається І. Ф. Матковський у згаданій вище праці, звідси ж узято й аналізи 8 та 9. Центральна частина відповідає Фрисарці, що її вперше описав Морозевич під назвою габро-граніту, а ми виявили тут монцонітову природу породи та визначили її назвою україніт. До того ж такі україніту зачислені й обидві породи Матковського по р. Глибочку під № 8 та 9. Закономірну асоціацію порід, викликану процесами диференціації в цій місцевості, подав Матковський. Геологічний опис з петрографічними даними найкраще висвітлюють петрографію місцевості, і на цій підставі всю площу залічується мною до території так званої монцонітової, зокрема українітової, формації. Короткі геологічні та петрографічні дані Матковського² такі: Центральну частину масиву між Буками та Фрисаркою, що її подає Морозевич³ під назвою габро-граніту, Матковський деталізує і зачисляє до найбільш основної, так званої піроксенодіоритової частини масиву, що відповідає центральному його ядру. З цим центральним найосновнішим ядром тісно зв'язана низка відмін, що поруч з основною породою виступають під такими термінами:

- I. Піроксено-кварцовий діорит з відмінами:
 - а) біотитовий діорит

¹ Не треба змішувати с. Буки в околицях Фрисарки з с. Буки на р. Добриньці, що до них стосуються раніш наведені аналізи кенталеніту (ан. 13) та україніту (ан. 14 та 15).

² Матковський, *ibid.*, с. 45.

³ Морозевич, *ibid.*, с.

- б) біотито-кварцовий сіеніто-діорит
- в) роговосвітнево-кварцовий сіеніто-діорит.

Цей останній тип найосновнішої породи, піроксено-кварцовий діорит, спостерігав Матковський на півночі від Фрисарки в околицях села Новий Завод.

Ближча до цього центрального ядра периферична частина і разом з тим найбільше збагачена на кварц спостерігається в тій таки Фрисарці, також у Новій Рудні, Пошті Рудні, в хут. Кованька та по р. Глибочку. На цій периферичній ділянці за Матковським, панує так званий піроксеновий сіеніто-діорит та його відміни (згідно із схемою).

II. Піроксеновий сіеніто-діорит з його відмінами:

- а) кварцово-роговосвітневий сіеніто-діорит
- б) кварцово-піроксеновий, сіеніто-діорит.

Нарешті, ще кисліша відміна всього масиву лежить на крайній периферії масиву з заходу (Висока Піч) та на заході в с. Тригір'ї, також на півдні при хут. Кованька та по р. Глибочку. Тут усюди розвинені переходи до гранодіориту породи, якому, згідно з описом їх у Н. К. Ненадкевич-Говорової¹, дається назву гранодіориту тригірського типу. Цей тип різниться від шепетівського типу гранодіориту² більшою кількістю рогової світні. Тут таки на крайніх пунктах загального масиву розвинені й справжні сіеніти.

Отже на цих крайніх пунктах масиву маємо такі породи:

III. Роговосвітнево-піроксеновий сіеніт

біотитовий сіеніт

гранодіорит тригірського типу.

Особливе значення з петрогенетичного погляду має також наявність в околицях Тригір'я породи, що, за Матковським, характеризується як темна сіенітова порода, дуже збагачена на піроксен.

Отже, відповідно до типу Матковського, тут на визначеній ним площі розвиваються сіеніто-діоритові породи та їх відміни. А проте, перегляд літературного матеріалу, обчислень хімічних аналізів Матковського (ан. 8 та 9), аналізи першого дослідника цих місцевостей — Морозевича і, нарешті, моїх власних польових та камеральних досліджень стверджує належність наведених порід до монцонітової магми та зокрема до її кислого співчлена — україніту. Аналізи Матковського належать, з одного боку, до породи, яку він сам схарактеризував назвою піроксено-кварцовий діорит центрального поверху (ан. 8), а з другого — до кварцово-піроксенового сіеніто-діориту периферичної частини масиву (ан. 9). Обидві відміни породи після обчисленого аналізу показали чималу аналогію відмін і їх зачислено до україніту. Такий самий висновок зроблено і для аналізу с. Фрисарки, що її подає Морозевич (ан. 7).

Отож констатуємо, що тут, по р. Тетереву в околицях Фрисарки, на площі, окресленій на рис. 2 відповідним колом, є інтрузія монцонітової (українітової) магми. В наслідок диференціації маємо розщеплення українітової магми та зосередження в центрі масиву представників характерного для України кислого типу монцоніту, або україніту. Цей самий україніт, крім центральної частини, спостерігається також на периферії масиву, оскільки хімічні аналізи (7, 8 і 9) та їх обчислення не дають жадної помітної між ними різниці. Отже, до українітів доводиться зачислити і ті породи, що їх Матковський називає діоритом, і ті, які він назвав сіенітодіоритами. Кисліші стадії розщеплення тої самої монцонітової (українітової) магми є сіеніт та гранодіорит

¹ Н. К. Ненадкевич-Говорова. Породи родини гранітів, Вид. Волин. Наук.-досл. Музею, 1930, с. 32.

² Безбородько, Граніты Волини и их пегматиты, Віс. Укр. Геол. Ком., 1929, с. 45.

григірського типу, що відповідає третій, найбільш периферичній зоні в описі Матковського. Нарешті, не виключається можливість припустити, що в „темній сієнітовій породі, дуже збагаченій на піроксен“¹, можна передбачати диференціаційний основніший продукт української магми в вигляді, можливо, мангериту.

На основі всього сказаного розщеплення кислої монцонітової або українітової магми можна подати за наведеними тут термінами в вигляді схеми:

Грано-діорит ← сієніт ← україніт → мангерит(?).

Усю сукупність цих порід на підставі генетичного пов'язання їх з кислою монцонітовою магмою, що панує тут у вигляді породи україніту, можна об'єднати одною замкненою територією та визначити як єдину монцонітову або українітову формацію.

Характерно, що з геологічного погляду ця монцонітова (українітова) формація географічно перебуває на межі між двома типами гранітів: житомирського типу, з одного боку, та чудново-бердичівського — з другого.

Варта уваги складність мінералогічних порід монцонітової, зокрема українітової магми, що її взагалі відзначають дослідники монцонітів. Те саме помічається для порід установлені тут монцонітової (українітової) формації.

Отже тільки тепер, після виявлення монцонітової природи порід, стає зрозуміла надзвичайна нагромадженість та складовість назов, до яких удавалися дослідники (Матковський та інші), визначаючи розвинені тут породи.

Не можна думати, що монцонітові формації на Українській кристалічній смузі обмежуються зазначеною територією по р. Тетереву. Вишукуючи місцевості, де надто зосереджені породи монцонітової групи, треба вважати на території, де поширена габрова магма. Дослідники помітили, що габрова формація на Волині надто збагачена на ортоклаз, і це привело до намагання встановити на Волині особливий тип габро, т. зв. пертитофіри², тобто породи основного типу збагачені на ортоклаз-пертит. Перегляд хімічних аналізів порід габрової формації дає чималий матеріал для встановлення різних типів монцонітів серед габрових порід. Наявність переходових порід монцонітового характеру позначається вже на намаганні авторів (Тарасенко та інші) давати складові назви (габро-сієніт, олівіно-піроксеновий сієніт). Не менш характерно, що з 6 хімічних аналізів, які наводить Тарасенко в своїй праці для порід габрової формації, половина (3 аналізи) припадає після обчислення та петрологічного їх перегляду на монцоніти, зокрема кенталеніт (ан. 10) та мангерит (ан. 11 та 12). Цілоком природно буде зробити висновки, що численні родовища монцонітів той таки автор Тарасенко подає під тими самими назвами габро-сієнітів та олівіно-піроксенових сієнітів. Сюди ж доводиться зачислити і термін піроксеновий сієніт, що після обчислення аналізу з цим терміном (ан. 12) виявляється як справжній монцоніт типу мангериту. Такою самою мірою стверджується і монцонітовий характер порід під поданими вище термінами (олівіно-піроксеновий сієніт, та інші) після того, як територія по р. Добриньці (околиці Бук) — тут породи, за Тарасенком, мають вищезазначені назви — виступає з усіма ознаками справжньої монцонітової магми з породами типу кенталеніту (ан. 13) та україніту (ан. 14 та 15). На основі такої насиченості габрової формації на Волині монцонітами можна зробити такий петрогенетичний висновок: очевидно, первинна, переважно габрова, магма була певною мірою пересичена ортоклазовою молекулою або взагалі елементом К (калій). Наслідком такого явища була своєрідна диференціація магматичних продуктів, що відбувалася в двох напрямках: з одного боку, в напрямку нагромадження ортоклазу та утворення різних типів монцонітової групи порід,

¹ Матковський, *ibid.*, с. 45.

² Chruschtschow, Beitrage zur Petrographie Volhyniens Tscherm. Min. Petr. Mitt. 1888. IV, 470.

а з другого — в напрямку звільнення порід від ортоклазу та утворення різних типів габроноритової групи порід. На такій петрогенетичній підставі та в зв'язку з значним поширенням порід першого угруповання (породи монцонітового ряду) саму габрову формацію на Волині доцільно назвати габро-монцонітовою формацією.

З не меншим правом доцільно назвати габро-монцонітовою формацією породи на південній ділянці поширення габрових порід на Шевченківщині коло Городища та на Зінов'ївщині біля Ново-Миргорода (рис. 3). Особливого значення з цього погляду набуває ділянка на Шевченківщині, де монцоніт типу україніту розвинений, за моїми дослідженнями, у великому кар'єрі на широких просторах навколо Хлестунівки та, згідно з дослідженнями Л. Г. Ткачука, в околицях В'язівки.

Таке ж саме велике поширення монцоніту можна передбачати в південній ділянці габрових порід в околицях Новомиргорода. Таке припущення може ґрунтуватися на тісно генетично зв'язаній з габро породи — рапаківі Ми вже казали, що рапаківі околиць Новомиргорода — с. Юрківки при р. Мала Виська, — згідно з попередніми хімічними дослідженнями, належить до монцоніту типу українітів.

На основі сказаного правильніше визначити території габрової формації на Україні назвою габро-монцонітової формації; специфічні особливості цієї формації можна протиставити іншим габровим формаціям світу. Цю ж назву габро-монцонітової формації подано й на картах (рис. 2 і 3), як доповнення до звичайної назви габрової формації.

Дальші дослідження Української кристалічної смуги мають збільшити наші відомості про території поширення монцонітів різного типу, що містяться або в вигляді формацій, як це зазначено тут на рис. 2 та 3 в околицях Фрисарки, чи то в вигляді більш-менш самостійних угруповань поруч з групами іншого петрологічного змісту, як доведено на так званій габро-монцонітовій формації. Наявність окремої адамеліто-монцонітової гаузі серед порід бугітової серії я зазначав у літературі¹ а тут це стверджено прикладом родовища с. Варварівки коло ст. Помішної. Аналогічний приклад маємо і для сієнітової формації на Маріупольщині. Безперечно, такі приклади значно поширяться наступними дослідженнями Української кристалічної смуги.

Щодо характеру походження та петрогенези монцонітів, то в одних випадках, зокрема в бугітовій серії, їх утворення можна зв'язати з явищами асиміляційно-синтектичного процесу — це зазначено в ряді моїх праць.² Аналогічну думку можна висловити і щодо походження монцонітів в умовах сієнітової формації, де так само можна припустити утворення лужних порід нефелінових сієнітів, лужних сієнітів та лужних гранітів з участю тих таки асиміляційно-синтектичних процесів. Щодо генези монцонітів на території описаної монцонітової та габро-монцонітової формації, то тут явищ аналогічного асиміляційно-синтектичного процесу ніхто ще не довів. Утворення монцонітів на Україні можна зв'язувати то з процесами диференціації з участю асиміляційно-синтектичних процесів, то без них. Таке твердження почасти заперечує думку Rosenbusch-а про безпосередній зв'язок монцонітової магми з так званою Urnagma або tellurisches Magma (прамагма). Докладніше про це скажемо нижче.

IV. Загальні висновки

Сказане в цій статті приводить нас до таких висновків:

а) Термін монцоніт треба розглядати як термін збірний, загальний, що відповідає взагалі породі плагіоклазо-ортоклазо-піроксенового складу. Залежно від

¹ Бєзбородько, К петрогенезису темноцвєтних пород Подолии, Гр. Мин. Инст. Вс. Ак. наук, 1931, с. 154.

² Бєзбородько. Явленія ассимиляції и инъекционного метаморфизма на Подолии, Изв. Кр. пол. инст., 1924. Також „К петрогенезису темноцвєтных пород Подолии“, с. 128 та ін.

міри кислотності та насиченості монцоніту цей останній повинен мати такі індивідуалізовані назви:

1. Тип сомаїту та нефелінового монцоніту з лужними ненасиченими мінералами лейцитом та нефеліном.

2. Тип кенталеніту з нелужним, ненасиченим мінералом олівіном.

3. Тип мангериту, насичений SiO_2 (та Al_2O_3) без кварцу та олівіну або з незначними, мало помітними під мікроскопом ознаками того чи того мінералу.

4. Тип монцоніту, пересиченого SiO_2 з наявністю кварцу, або так званий кварцовий монцоніт; цей термін, проте, треба вважати за невираний та знеосібнений, зокрема через те, що дослідники прикладають його до порід різноцінного значення.

б) Середній хімічний склад магматичних порід земної кори за Clarke (1924 р.) згідно з наведеним обчисленням відповідає проблематичній породі, що цілком відповідає четвертому типові монцонітів або так званим кислим монцонітам.

в) Перегляд літературного матеріалу та перевірка його польовим дослідженням приводить до висновку про велике поширення на Україні порід збірної монцонітової групи. Щодо окремих типів монцонітів, то тут помічається відсутність тільки першого типу-сомаїту та нефелінового монцоніту, тобто ненасиченого лужного монцоніту; в той самий час констатовано представників трьох останніх типів монцонітів, до яких належать кенталеніт, мангерит та кислий, пересичений SiO_2 монцоніт.

г) Найбільше поширені кислі монцоніти; їм, відповідно до специфічного характеру їх на Україні, однорідного для різних місцевостей петрографічних серій та формацій, а також через відсутність належного та точно усталеного в класифікаційному розумінні терміну дається індивідуальну назву україніти.

д) Зовнішня характеристика всіх згаданих типів монцонітів України — кенталеніти, мангерити та україніти — буде така: темний колір, середньозернястість, що переходить у дрібнозернястість, але іноді і в грубозернястість (Хлистуївка, Юрківка), а також плагіоклазо-ортоклазо-піроксеновий мінералогічний склад. Щодо українітів, то вони зокрема характеризуються під мікроскопом наявністю певної кількості кварцу.

е) Породу збірної монцонітової групи на Українській кристалічній смузі визначали попередні дослідники описовими та складовими термінами: габро-граніти, габро-сієніти, сієніто-діорити, олівіно-піроксеновий сієніт тощо. Ми вище говорили, що термін олівіно-піроксеновий сієніт, коли ним належно користуватися, може правити за показник для визначення породи типу кенталеніту. Щодо термінів габро-граніт, габро-сієніт, сієніто-діорит, піроксеновий сієніт, то вони правлять за показники для визначення кисліших порід збірної монцонітової групи, а саме мангеритів, з одного боку, та українітів — з другого. Висновки ці зроблено на підставі наведених перелічень аналізів порід з відповідними термінологічними визначеннями.

є) Монцоніти різних типів дуже поширені на Україні і зв'язують в петрогенетичному відношенні між собою різноманітні петрографічні серії та формації. Геологічно монцоніти виступають то в вигляді незначних на площі поширення їх відслонень, то в вигляді великих масивів на широких територіях. Найбільша площа поширення припадає на україніти.

Отже на площі Української кристалічної смуги можна визначити територію особливо великого поширення монцонітової, зокрема українітової магми. Така, наприклад, територія лежить 12 км на захід від Житомира на Волині в околицях с. Фрисарки на р. Тетереві, — площу цю зазначено на рис. 2 в оточенні сс. Новий Завод, Денеші, Висока Піч, хут. Кованька на р. Глибочку. Тут розвинений тип україніту, що дає диференціаційні відмінні в бік сієніту та грано-діориту, з одного боку, та в бік основного типу

монзоніту, можливо з переходом його до мангериту. Отже, спостерігається така залежність усієї асоціації порід від українітової магми:

грано-діорит ← сієніт ← україніт → мангерит (?).

Площу цю можна визначити в петрогенетичному розумінні назвою так званої монзонітової або українітової формації.

Не менше значення щодо поширення монзонітів має габрова формація на Волині та на Шевченківщині з Зінов'ївщиною. На Волині спостерігаємо монзоніти різних типів: кенталеніти, мангерити та україніти. З шести хімічних аналізів основних порід, що їх подає Тарасенко в своїй праці 1896 р., три аналізи після перерахунку доводиться зачислити до монзонітів. Це петрогенетично пояснює давно відоме явище поширення ортоклазів та пертитів у волинських габрових породах. Спостереження пертитів в основних породах Волині дало привід Хрущову¹ зробити висновок про особливий сорт порід так званих „пертифірів“ з порядку габро та анортозитів, що характеризуються наявністю пертигів. Ця петрогенетично не з'ясована ще думка має виправдання в тому, що в магматичному басейні Волинських габро на певний час диференціації порід відбулися процеси диференціації в двох напрямках: з одного боку, в напрямку утворення габро-норитових порід, збіднених на ортоклаз та пертит, а з другого — в напрямку утворення монзонітових порід, збагачених на ортоклаз та пертит. Через це, власне, територію габрової формації на Волині можна визначити як територію габро-монзонітової формації — це й показано на рис. 3.

Таке саме знаходження монзонітів спостерігаємо на південній території габрової формації, а саме на Шевченківщині в околицях Городища, та на Зінов'ївщині в околицях Новомиргорода (рис. 3). На першій із згаданих ділянок спостерігаємо велике поширення кислого монзоніту-україніту в кар'єрах села Хлестунівки та В'язівки — це свідчить про великий розвиток цього типу монзонітів. Щодо другої ділянки габрової формації в околицях Новомиргорода, то я вже відзначив² у літературі рапаківі, як структурну відміну кварцо-монзонітового типу порід у с. Юр'івці на р. Мала-Виська на південний захід від Новомиргорода; за запропонованою тут термінологією цей рапаківі с. Юр'івці належить до українітів. Проте, рапаківі генетично зв'язуються тут в габро околиць Новомиргорода. Отож, на нашу думку, і ці обидві південні території розвитку габрової формації можна позначити деталізованим терміном габро-монзонітової формації.

У статті наведені також приклади спостереження монзонітів, зокрема українітів, у межах бугитової серії на Поділлі та сієнітової формації на Маріупольщині на р. Калміусу.

Це дає підстави подати тут зв'язані в монзонітами петрографічні серії та формації так:

- 1) Монзонітова (українітова) формація.
- 2) Габрова (габро-монзонітова) формація.
- 3) Рапаківі.
- 4) Бугітова серія (Поділля та суміжні райони).
- 5) Сієнітова формація Маріупольщини.

ж) Характеризуючи середній склад магматичних порід земної кори, ми згадували про Rosenbusch-а та про його погляд на монзоніти як на породи, що відбивають хімічний склад прамагми, або Urmagma (tellurisches Magma), звідки через диференціацію постала вся різноманітність магматичних порід.

¹ Chruschtschow, Beitrage zur Petrographie Volhyniens. Tscherm. Min. Petr. Mitt. 1888, IX. 470.

² Безбородько, Дослідження польово-скалинцевої сировини, Бюл. Укр. Район. геол. розв. Управи, 1929, с. 32, вип. III—V.

Проте, перегляд різних серій та формацій, де спостерігаються монцоніти, не виправдує повнотою висловлену думку Rosenbusch-a, за якою монцоніти виступають у природі як чиста незмінна форма первісної магми (прамагма, Urmagma). Фактично самі формації петрогенетично не однозначні і поруч з породами габрової формації, відзначаються в літературі як продукт чистої диференціації, тут визначені і породи бугітової серії, згадувані в літературі як продукт асиміляційно-синтетичного (краще сказати синтетично-диференціаційного) процесу, зв'язаного з процесами асиміляції. Таку саму участь асиміляції, безперечно доводиться припускати і в утворенні порід сієнітової формації на Маріупольщині, де поруч із широко розвиненими лужними породами є також монцоніти і зокрема українці.

Виходить, що при безперечному глибокому петрогенетичному значенні монцонітів для генетичного пов'язання порід різних формацій, все таки не можна без застереження говорити про утворення цих монцонітів, як продуктів природної проєкції телурічної магми до денної поверхні, про що каже Rosenbusch.

з) Для характеристики хімізму та мінералогічного складу кожного з типів монцонітів на Україні ці останні поруч з відповідними стандартними аналізами укладено в окремі схеми, а також подано наслідки обчислення аналізів методами Osann-a та американських петрографів.

Щодо кенталенітів, то на зведеній таблиці аналізи (табл. А в тексті) помічається відносна аналогія між стандартними аналізами Шотландії та аналізами Волинських кенталенітів. Виняток становлять тільки окиси заліза та MgO. Перші надто переважають в аналізах Волинських кенталенітів, а останній (MgO) переважає в аналізах шотландських кенталенітів.

Таблиця А

| Термін №№ | К е н т а л е н і т | | | |
|--|-----------------------------|--------------------------------|--------------------------------------|------------------|
| | 3 | 4 | 10 | 13 |
| Дослідн. | Pollard | Hill and Kynaston | Тара- сенко | Безбо- родько |
| Родовище | Argil- shire Scotland | Ballashu- lisch Scotland | Горошки Волинь | Буки Волинь |
| Назва за до- слідником | Кентале- ніт | Кентале- ніт | Олівінопі- роксено- вий сієніт | Кентале- ніт |
| SiO ₂ | 52,09 | 48,00 | 47,34 | 49,52 |
| TiO ₂ | 0,73 | 0,22 | 4,17 | — |
| AlO ₃ | 11,93 | 12,52 | 14,03 | 18,38 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,84 | 8,74 | 0,80 | 3,91 |
| FeO | 7,11 | — | 17,20 | 11,56 |
| MnO | 0,15 | — | 0,21 | — |
| CaO | 7,84 | 7,94 | 6,89 | 7,68 |
| MgO | 12,48 | 15,26 | 2,24 | 3,23 |
| K ₂ O | 3,01 | 2,68 | 2,34 | 1,99 |
| Na ₂ O | 2,04 | 3,11 | 2,74 | 2,79 |
| P ₂ O ₅ | 0,34 | — | 1,07 | — |
| S | — | — | 0,30 | — |
| Cl | — | — | 0,10 | — |
| H ₂ O | 0,35 | 1,36 | 0,05 | 0,23 |
| inc. | 0,33 | — | — | — |
| | 100,24 | 99,83 | 99,48 | 99,29 |

| №№ анал. | O s a n n | | | | | | Америк. петрогр. | |
|-------------|-----------|---|-----|------|-----|------|------------------|------------|
| | s | a | c | f | n | k | | |
| 3 | 53,65 | 3 | 2,5 | 24,5 | 5,1 | 0,84 | III.5.3.3 | — |
| 4 | 49,02 | 3 | 3 | 24 | 6,4 | 0,70 | III.5.4.4 | Auvergnose |
| 10 | 56,89 | 4 | 4 | 22 | 6,4 | 0,92 | III.5.4.4 | Auvergnose |
| 13 | 55,04 | 4 | 7 | 19 | 5,5 | 0,91 | II.5.4.4 | Hessose |

Порівнюючи коефіцієнти *O s a n n*-а в шотландських аналізах та в аналізах Волині, помічаємо чималу аналогію, що відбивається також і на діаграмі рис. 1, с. 56. На останній усі кенталеніти, наближаючись до стрижневої середньої вертикалі, займають горішні ділянки трикутника в напрямку до *F*. Аналіз середнього складу магматичних порід № 1 є на значно нижчому рівні щодо *F*, ніж аналіз кенталеніту. Кислотний коефіцієнт *k* скрізь знижується — $k < 1$ — це зв'язане з основністю кенталенітів.

Коефіцієнти за американськими петрографами також наближають шотландські кенталеніти до волинських. Зокрема, формула американських петрографів для аналізу 10 (Волинь) збігається з стандартним аналізом 4. (Auvergnose).

Переглядаючи аналізи мангеритів (табл. В в тексті), бачимо знову аналогію стандартних аналізів (Норвегія та Тіроль) з аналізами мангеритів на Волині. Тут так само помічається розходження для окисів заліза, що надто збільшені в аналізах Волині, та для MgO , яке, навпаки, значно знижене в аналізах Волині проти окисів у стандартних аналізах Норвегії та Тіролю.

Таблиця В

| Т е р м і н №№ анал. | М а н г е р и т | | | |
|-------------------------|--------------------|------------------|-------------------|---------------------|
| | 5 | 6 | 11 | 12 |
| Дослідник | Kolderup | Brögger | Тарасенко | Тарасенко |
| Родовище | Manger Norwegen | Monzoni Tirol | Горошки Волинь | Горошки Волинь |
| Назва за дослідником | Мангерит | Монзоніт | Габросієніт | Піроксеновий сієніт |
| SiO_2 | 47,34 | 54,20 | 52,20 | 54,50 |
| TiO_2 | — | 0,4) | 2,55 | 2,18 |
| Al_2O_3 | 19,60 | 15,73 | 14,67 | 13,67 |
| Fe_2O_3 | 7,15 | 3,67 | 1,83 | 0,63 |
| FeO | 6,82 | 5,40 | 11,51 | 11,44 |
| MnO | — | 0,70 | сліди | 0,21 |
| CaO | 8,00 | 8,50 | 6,69 | 6,41 |
| MgO | 4,54 | 3,40 | 3,48 | 3,25 |
| K_2O | 1,67 | 4,42 | 2,49 | 3,07 |
| Na_2O | 3,68 | 3,07 | 3,04 | 2,97 |
| P_2O_5 | 0,66 | 0,50 | 0,83 | 0,46 |
| S | 0,43 | — | 0,23 | 0,25 |
| Cl | — | — | 0,08 | 0,12 |
| H_2O | — | 0,50 | 0,11 | 0,28 |
| X | — | — | 0,5) | 0,16 |
| | 99,88 | 100,50 | 100,23 | 99,60 |

Таблиця В (продовження)

| №№ анал. | О с а п н | | | | | | Америк. петрографи | |
|-------------|-----------|-----|-----|----|-----|------|--------------------|--------------|
| | s | a | c | f | n | k | | |
| 5 | 52,61 | 4,5 | 6,5 | 19 | 7,7 | 0,77 | II.5.4.4 | Hessose |
| 6 | 59,47 | 6,5 | 3,5 | 20 | 5,1 | 0,90 | II.5.2.3 | Monzonose |
| 11 | 59,70 | 5 | 4 | 21 | 6,5 | 0,99 | II.5.4.4 | Hessose |
| 12 | 61,73 | 5,5 | 3,5 | 21 | 6,0 | 1,04 | III.5.3.3 | Keniallenose |

Таблиця Д

| У к р а ї н и т | | | | | | | | |
|-----------------|-----------|------|-----|------|-----|------|--------------------|-----------|
| №№ | О с а п н | | | | | | Америк. петрографи | |
| | s | a | c | f | n | k | Формула | Підраг |
| 1 | 65,98 | 8 | 4,5 | 17,5 | 6,5 | 1,11 | II.4.3.4 | Tonalose |
| 7 | 65,66 | 8,5 | 9 | 12,5 | 6,6 | 1,2 | II.5.3.4 | Andose |
| 8 | 68,48 | 9,5 | 6,5 | 14 | 6,1 | 1,2 | II.5.3.4 | Andose |
| 9 | 66,51 | 9,5 | 6,5 | 14 | 7 | 1,1 | II.4.3.4 | Tonalose |
| 14 | 68,85 | 11,5 | 5,5 | 13 | 6 | 1,11 | II.5.2.3 | Monzonose |
| 15 | 58,51 | 2,5 | 6 | 21,5 | 4,3 | 1,22 | II.3.4.3 | |
| 16 | 68,21 | 10 | 7 | 13 | 4,4 | 1,21 | II.4.3.3 | Harzose |
| 17 | 68,76 | 8,5 | 6,5 | 15 | 5,3 | 1,24 | II.4.3.3 | Harzose |
| 18 | 65,07 | 10 | 5,5 | 14,5 | 6,1 | 0,99 | II.5.3.4 | Andose |
| 19 | 64,33 | 8 | 3,5 | 18,5 | 6,3 | 1,02 | II.4.3.4 | Tonalose |

Перечислення аналізів за Osapp-ом (с. 47) приводить до аналогії коефіцієнтів Волині з коефіцієнтами в Норвегії та Тіролю. На діаграмі трикутника с. 56 проєкції стандартних аналізів та аналізів Волині дуже зближені між собою на відносно малому просторі і в той самий час знову таки навколо стрижневої вертикальної лінії обабіч її. Там таки на схемі всі проєкції аналіза манге-

Таблиця С

| Термін №№ | У к р а ї н і т | | | | | | | | | |
|--|---|-----------------------------------|---|---|----------------------------------|-----------------------------|-------------------------------|------------------------|------------------------------|----------------------------------|
| | 1 | 7 | 8 | 9 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 |
| Дослід. | Clarke | Морозевич | Матковський | Матковський | Безбородько аналіз за Амбургером | П. Чирвинський | Безбородько | Ткачук | Безбородько | Безбородько |
| Родовище | Середній хім. склад магматичних порід земної кори | Фрискарка ок. Житомира | Околиці Фрискарки, р. Ганбочок ок. Житомира | Околиці Фрискарки, р. Ганбочок ок. Житомира | Буки Волинь | Буки Волинь | Хайстунівка Шевченківщина | В'язівка Шевченківщина | Варварівка навк. ст. Помішва | Чермалик р. Кампус Маріупольщина |
| Назва за дослідн. ком. | (проблематична порода) | Габро-граніт | Сієнітодіорит | Кварцовий діорит | Україніт | Олівіно-піроксеновий сієніт | Кварцовий монзоніт (україніт) | Кварцовий монзоніт | Україніт | Україніт |
| SiO ₂ | 59,14 | 59,21 | 63,07 | 60,82 | 61,20 | 54,09 | 62,56 | 61,98 | 59,16 | 57,91 |
| TiO ₂ | 1,05 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Al ₂ O ₃ | 15,34 | 20,77 | 17,16 | 18,29 | 17,05 | 19,46 | 15,96 | 16,01 | 18,28 | 15,34 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,08 | 5,27 | 6,83 | 6,37 | 2,11 | 6,19 | 5,35 | 5,15 | 1,38 | 4,15 |
| FeO | 3,80 | як Fe ₂ O ₃ | як FeO | як FeO | 5,70 | 5,20 | 2,98 | 2,70 | 7,51 | 7,69 |
| MnO | 0,12 | — | — | — | — | 0,58 | — | — | — | — |
| CaO | 5,08 | 5,22 | 4,67 | 5,34 | 3,10 | 5,26 | 3,81 | 4,01 | 4,45 | 4,32 |
| MgO | 3,49 | 2,62 | 1,45 | 1,61 | 0,82 | 6,31 | 1,85 | 1,91 | 1,31 | 1,80 |
| K ₂ O | 3,13 | 2,78 | 3,08 | 3,23 | 4,28 | 2,12 | 3,85 | 3,97 | 3,63 | 3,64 |
| Na ₂ O | 3,84 | 3,59 | 4,23 | 4,46 | 4,17 | 1,03 | 3,06 | 2,99 | 4,81 | 4,01 |
| P ₂ O ₅ | 0,30 | 0,18 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| S | 0,05 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Cl | 0,05 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| H ₂ O | 1,15 | 0,43 | 0,12 | 0,20 | 0,22 | 0,15 | 1,32 | 1,15 | 0,30 | 0,76 |
| X | 0,38 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| | 100,00 | 100,07 | 100,61 | 100,32 | 98,65 | 100,39 | 100,74 | 99,87 | 100,83 | 99,62 |

риту, стандартних та аналізів Волині, мають підвищений рівень щодо F — проти проекції аналізу 1 середнього складу магматичних порід земної кори. Разом з тим проекції аналізу мангериту взагалі займають нижчий рівень, ніж проекції аналізів кенталеніту.

Та сама аналогія між стандартними аналізами та аналізами Волині в формулюванні їх методом американських петрографів є зокрема між мангеритом Норвегії та мангеритом с. Горошок (II.5.5.4 Hessose).

Нарешті, звертаючись до українців (табл. C та D в тексті), помічаємо в загальних рисах аналогію між аналізами українських кислих монцонітів та аналізом 1 середнього складу магматичних порід земної кори.

Не меншою мірою помічаємо також аналогію в коефіцієнтах $O_s a p n-a$. Кислотність виступав взагалі в перевищенні коефіцієнту k над 1 ($k > 1$). На діаграмі трикутника (с. 56) переважна частина проекції аналізів є на нижчому рівні щодо F проти проекції аналізу 1; проте окремі аналізи (19 та 15) є щодо F на вищому рівні проти тієї ж проекції аналізу 1. Взагалі аналіз 1 править за мірило або центральний осередок в наближенні до нього аналізів українців. Рівночасно всі аналізи українців на рівні з аналізом 1 зосереджуються на діаграмі $O_s a p n-a$ в центральній частині, з наближенням до стрижневої вертикальної лінії.

Аналогія між усіма аналізами та аналізом 1 помічається також після обчислення їх на формули методом американських петрографів. Переважають формули Tonalose, Andose, Harzose.

Переглядаючи діаграму $O_s a p n-a$ з усіма, що є на ній проекціями поруч з проекцією аналізу 1, помічаємо такі особливості:

1) Всі проекції займають стрижневе становище, зосереджуючись навколо вертикальної стрижневої осі діаграми.

2) Проекція аналізу 1 середнього складу магматичних порід займає центральне становище щодо всіх проекцій. Разом з тим усі проекції кенталеніту та мангериту, як сказано, лежать на горішньому рівні проти № 1, тоді як проекції українців оточують № 1 згори та знизу, зосереджуючись переважно в долішній ділянці діаграми проти № 1. В цьому оточенні проекції № 1 помічається тенденція українців наближатися своїм хімічним складом до складу проблематичної породи, якої хімізм визначено наведеними середніми числами Clarke¹.

і) Переходимо до мінералогічної характеристики українських монцонітів, насамперед українців; для цього укладаємо зведену таблицю монцонітів України, де поруч з українцями подаємо також кенталеніти та мангерити України (табл. F , с. 52 та 53). Для порівняння при українцях подано також коефіцієнти аналізу 1 середнього складу магматичних порід. Вміщаємо також окрему таблицю де показано коефіцієнти закордонних монцонітів, що взяті за стандартні зразки для кенталенітів та мангеритів (табл. E с. 51).

В таблиці українських монцонітів передбачено такі пункти (табл. F , с. 52 та 53).

- 1) Петрографічну асоціацію, де трапляються монцоніти України.
- 2) Кількість кварцу та кількість олівину (у кенталенітів).
- 3) Співвідношення $or:an$ (ортоклазу та анортиту).
- 4) Кольоровий індекс, тобто кількість темних мінералів у породі (Fem американської класифікації).
- 5) Основність плагіоклазу.

Загальний перегляд обох таблиць свідчить, що закордонні монцоніти в зразкових прикладах (табл. E , с. 51) не цілком відповідають настановленням Iddings'a та Shand'a, про які часто згадувалося в попередніх розділах статті. Це зауваження має особливе значення також тому, що обидва ці настановлення

¹ Опдаліт, що за Goldschmidt-ом буквально збігається своїм хімічним складом з аналізом Clarke, повинен відноситися до українців як частина до загального цілого. Про штучність характеристики опдаліту у Goldschmidt-а було вказано на с. 14.

не збігаються одне з одним, — про це не раз говорилося вище. Ці настановлення виступали в формулах та стосувалися до співвідношення ортоклазу й анортиту (*or:an*). Вони такі:

$$\begin{aligned} \text{Iddings} & - 5:3 > or:an > 3:5 \\ \text{Shand} & - 3:1 > or:an > 1:1 \end{aligned}$$

Закардонні монцоніти

Кенталеніт

Таблиця Е

| №№ | Місце знаходження | Дослідник | Назва породи за дослід. | Ваг. % нефеліну | Ваг. % олівіну | Ваг. % кварцу | Співвідношення ортоклазу (<i>or</i>) та анортиту (<i>an</i>) в ваг. % | Ваг. % кольорових мінералів (т.зв. кольор. індекс <i>Shand-a</i>) |
|-----------------|---|----------------------|-------------------------|-----------------|----------------|---------------|---|--|
| 3 | Glen Shira Argyllschire Scotland | Pollard | Кенталеніт | — | 12,3 | — | 17,8 : 14,7 <i>or an</i> | 50,8 |
| 4 | Kentallen Quarry Ballshulisch Scotland | Hill and Kynaston | Кенталеніт | 3,70 | 42,51 | — | 15,56 : 12,02 <i>or on</i> | 42,92 |
| Мангерит | | | | | | | | |
| 5 | Manger Norwegen | Kolderup | Мангерит | — | 11,76 | — | 9,90 : 32,05 <i>or an</i> | 26,84 |
| 6 | Monzoni Tirol | Schmelk | Монзоніт | — | 2,8 | — | 26,1 : 15,8 <i>or an</i> | 31,9 |

Обом цим настановленням заперечує класичний приклад монцоніту в Норвегії, що його Kolderup назвав мангеритом (Manger у Норвегії ан. 5).
 $5:3 > or:an = 9,90:32,05 < 3:5$

Разом з тим настановленню Iddings-а $5:3 > or:an$ заперечує почасті формула монцоніту Monzoni Tirol (ан. 6), при її майже математичному рівнянню

$$5:3 = or:an = 26,1:15,8.$$

На основі сказаного можна знову підкреслити відсутність точно унормованих формул для характеристики монцонітів в окремих класифікаціях. Пояснення та критику зазначених класифікацій щодо прикладання їх до монцонітів давалося кілька разів у попередніх розділах; отож потрібно звертати особливу увагу на індивідуалізування монцонітів у нових їх родовищах, а також індивідуалізувати специфічні відміни монцонітів; така відміна є дуже поширений тип кислих монцонітів на Україні, або українців.

Переходячи до характеристики монцонітів України, зосереджуємо найперше увагу навколо найбільш розвиненого тут 4 го типу кислих монцонітів, так званих українців. Передусім беремо на увагу те, що в кожному з українців є плагіоклаз, ортоклаз, піроксен та кварц. Згідно з таблицею можна відзначити для українців такі важливі пункти:

1) Наявність вільної SiO_2 , що виступає і з обчислень хімічного аналізу, і з наявності видимого під мікроскопом кварцу; кількість цього мінералу хитається в межах 1 — 19%.

Таблиця Е

Монціони. Україна

| №2 | Петрометична асоціація порід | Місце вивчення | Дослідник | Як називав породу до складник у літературі | Ваг. % олівину | Ваг. % кварцу | Співвідношення ортоклазу (ор) та анортиту (ан) у ваг. % | Ваг. % кольорових мінералів (так званих colour index Шенда) | Основність плагіоклазу |
|----|------------------------------|----------------|-----------|--|----------------|---------------|---|---|------------------------|
|----|------------------------------|----------------|-----------|--|----------------|---------------|---|---|------------------------|

К е н т а л е н і т и

| | | | | | | | | | |
|----|-----------------------------|----------------|-------------|-----------------------------|-------|---|---------------------------|-------|-------|
| 10 | Габро-монціонітова формація | Горошки Волинь | Тарасенко | Олівіно-піроксеновий сієніт | 6,90 | — | 14,16 : 19,11 ор ан | 43,06 | аб,ан |
| 13 | Габро-монціонітова формація | Буки Волинь | Безбородько | Кенгаленіт | 13,63 | — | 11,08 : 29,82 ор ан | 36,91 | аб,ан |

М а н г е р и т и

| | | | | | | | | | |
|----|-----------------------------|----------------|-----------|---------------------|---|------|---------------------------|-------|-------|
| 11 | Габро-монціонітова формація | Горошки Волинь | Тарасенко | Габро-сієніт | — | 3 | 15,02 : 19,47 | 36,22 | аб,ан |
| 12 | Габро-монціонітова формація | Горошки Волинь | Тарасенко | Піроксеновий сієніт | — | 3,61 | 18,23 : 14,95 ор ан | 37,92 | аб,ан |

У к р а ї н і т я

| | | | | | | | | | |
|---|--|-----------------------|-----------|---------------------------|---|-------|---------------------------|-------|-------|
| 1 | Середній хімічний склад магматичних порід земної кори (проблематична порода) | | Clarke | Середня магматична порода | — | 10,22 | 18,80 : 15,62 ор ан | 22,33 | аб,ан |
| 7 | Монціонітова (українітова) формація | Фрисарка ок. Житомира | Морозевич | Габро-граніт | — | 9,15 | 16,62 : 26,13 ор ан | 18,57 | аб,ан |

| | | | | | | | | | | |
|----|------------------------------------|---|----------------|---------------------------------|---|-------|---------------------------|-------|-------|---|
| 8 | Монцонітова (українітова) формація | Окол. Фрясарки, р. Глибочок, окол. Житомира | Матковський | Сієнітодіорит | — | 9,15 | 18,62 : 26,13 or ap | 18,57 | 17,94 | ab ₂ ap ₁ |
| 9 | Монцонітова (українітова) формація | Окол. Фрясарки, р. Глибочок, окол. Житомира | Матковський | Кварцовий діорит | — | 4,63 | 19,10 : 20,29 or ap | 18,30 | 18,30 | ab ₂ ap ₁ |
| 14 | Габро-монцонітова формація | Буки Волинь | Безбородько | Україніт | — | 7,88 | 22,54 : 13,45 or ap | 24,75 | 24,75 | ab ₂ ap ₁ |
| 15 | Габро-монцонітова формація | Буки Волинь | П. Чирвінський | Олівіно-піроксеновий сієніт (?) | — | 16,81 | 12,49 : 26,02 or ap | 30,14 | 30,14 | ab ₁ ap ₂ |
| 16 | Габро-монцонітова формація | Хлестунівка Шевченківщина | Безбородько | Кварцовий монцоніт | — | 18,68 | 23,06 : 18,39 or ap | 13,53 | 13,53 | ab ₁ ap ₁ |
| 17 | Габро-монцонітова формація | В'язівка Івченківщина | Ткачук | Кварцовий монцоніт | — | 18,19 | 23,77 : 18,73 or ap | 13,71 | 13,71 | ab ₁ ap ₁ |
| 18 | Бугітова серія | Варварівка навк. ст. Помишної | Безбородько | Україніт | — | 1,08 | 21,33 : 17,46 or ap | 19,68 | 19,68 | ab ₂ ap ₁ |
| 19 | Сієнітова формація | Чермалик р. Кааліус Маріупольщина | Безбородько | Україніт | — | 5,81 | 21,72 : 13,30 or ap | 24,95 | 24,95 | ab ₂ ap ₁ : ap ₁ |

2) Кількість кольорових мінералів (*Fem* американських дослідників, кольоровий індекс *Shand-a*) лежить у межах 13—30%. На цій підставі при сумнівних інших коефіцієнтах породи, зокрема малій кількості кварцу, можна встановити тип монцоніту. Отже тут до українців зачислено монцоніт с. Варварівки (бугітова серія) при малій кількості в ній кварцу ($SiO_2 = 1,08$); але підставу для цього становить невеликий кольоровий індекс породи ($Fem = 19,65$). Мікроскоп відзначає на деяких шліфах значно більший відсоток кварцу. Навпаки, монцоніт габро-монцонітової формації на Волині (ок. Горошок) (ан. 11 та 12) зачислено до мангеритів через велику кількість у нього темних мінералів ($Fem > 36\%$), не зважаючи на кількість вільної SiO_2 ($SiO_2 > 3\%$) при обчисленні аналізів. Мікроскоп в інших шліфах зовсім не дає вказівок про наявність кварцу.

3) Плагіоклаз українців відповідає андезинові та лабрадоріві.

4) Найважливішою, як уже сказано, характеристикою для монцонітів, зокрема для українців, повинно бути співвідношення ортоклазу та анортиту (*or:an*). Багато разів ми висловлювали з певними обгрунтуваннями думку про потребу, характеризуючи українські монцоніти, зокрема українці, відхилитися від настановлень *Iddings-a* та *Shand-a* з їх наведеними формулюваннями. Визначаючи, згідно з попередніми розділами, справжній монцонітовий характер поданих зразків монцонітів, можна використати матеріал для встановлення норм у відношеннях *or:an*. Відповідно до наведених у таблиці українців кількостей ортоклазу (*or*) та анортиту (*an*) можна стверджувати, що крайні числа хитань відповідають 13—26% (почасти крім сумнівного аналіза 15, де $or = 12,49\%$). Зазначені числа 13 та 26 і рівнозначність їх хитань чи до збільшення ортоклазу, чи до збільшення анортиту можна покласти в основу формули для українців. Відповідно до того формула *Iddings-a*, як більш коректовна для встановлення монцонітів, міняється так:

$$6:3 > or:an > 3:6$$

або

$$2an > or > \frac{1}{2}an$$

Додаючи тут зазначену мінімальну межу кількості *or* та *an* = 13% маємо:

$$2an > or > 13 > \frac{1}{2}an$$

У зв'язку з можливим дорівненням $or = 13$ або $an = 26$ формула ця може мати загальніший вигляд:

$$1) 2an \geq or \geq 13 \geq \frac{1}{2}an$$

Значення формули не зміниться, коли її написати у зворотному вигляді:

$$2) 2or \geq an \geq 13 \geq \frac{1}{2}or$$

Ці останні дві формули ми беремо тут за норми для українців. Обидві формули говорять, з одного боку, про можливе хитання кількості ортоклазу та анортиту в межах тільки чисел 13—26, а з другого — про виразно визначене намагання наближати в українцях хитання чисел ортоклазу та анортиту до такого співвідношення:

$$or:an = 1:1$$

Щоб використати поданий висновок для встановлення точного формулювання монцонітів типу українців і тим полегшити даліше знаходження їх у полі та в камеральній роботі, все подане вище можна уложити в таке стисле формулювання українців: за українці треба вважати таку

плагіоклазо-ортоклазо-піроксенову породу, що при кольоровому індексі 13—30% має певну домішку кварцу (SiO_2 —1—19%), в якій співвідношення $or:an$ відповідає формулі

$$\begin{aligned} \text{або} \quad & 2an \geq or \geq 13 \geq \frac{1}{2}an \\ & 2or \geq an \geq 13 \geq \frac{1}{2}or \end{aligned}$$

Згідно з цим формулюванням, кількість ортоклазу, а також анортиту буде в межах чисел 13—26%.¹

5) Щодо основніших типів монцонітів України, мангеритів та кенталенітів, то для мангериту маємо відокремлення його від україніту залежно від розміру кольорового індексу. Визначення кількості вільної SiO_2 , крім перерахунку аналізу, мусить супроводитися мікроскопічним знаходженням кварцу або встановленням відсутності його. Взагалі, цілком природно, що перерахунку хімічного аналізу в умовах мангериту неодмінно дає арифметичний надмір то Q (кварц), то Ol (олівін). Щоб констатувати справжній тип монцоніту, в таких випадках краще потрібні додаткові відомості про кольоровий індекс та про справжній, досліджений під мікроскопом мінералогічний склад породи.

Щодо співвідношення $or:an$ у мангеритів та кенталенітів, то таблиця для цих типів монцонітів показує придатність формули

$$2an > or > 13 > \frac{1}{2}an \quad \text{або:} \quad 26 > or \geq an > 13$$

Часткове зниження ортоклазу (or) спостерігається для кенталеніту с. Буки на Волині, ан. 13, де $or = 11,08\%$; але це зниження не заважає зачислити породу до монцонітів, зокрема кенталенітів через велику основність породи; тут помічаємо природне зменшення K (калію) коштом Mg, Fe, Ca .

6) У попередніх розділах цієї праці скрізь підкреслено аналогію українських монцонітів типу українітів з тією проблематичною породою, що відповідає середньому хімічному складові перерахунку середніх чисел Clarke; ми помічаємо відповідність цих коефіцієнтів до поставлених для українітів умов, а саме:

а) Проблематична порода має в собі помітну кількість вільної SiO_2 ($Q = 10,22\%$).

б) Співвідношення $or:an$ цілком відповідає формулі, визначеній для українітів а саме:

$$2an > or > 13 > \frac{1}{2}an = 2 \cdot 15,62 > 18,80 > 13 > \frac{15,62}{2}$$

с) Кольоровий індекс має межі 13—30%.

д) Плагіоклаз відповідає андезинові та олігоклазу — андезинові.

Щоб підкреслити аналогію між середнім хімічним складом магматичних порід та українітами як представниками 4-го типу кислих монцонітів, подаємо тут порівняння коефіцієнтів середніх чисел Clarke та збірних коефіцієнтів, одержаних через вирахування середнього пропорціонального з дев'яти аналізів наведених українітів. Отже

| | Q (кварц) | $or:an$ | Кольоровий індекс | Основність плагіоклазу |
|---|-------------|--------------------------------|-------------------|------------------------|
| Коефіцієнти до проблематичної породи, що відповідає середньому складові магматичних порід | 10,22 | 18,80 : 15,62 $or \quad an$ | 22,33 | ab_2an_1 |
| Коефіцієнти середньопропорціональні від обчислення 9 українітів | 10,22 | 19,86 : 19,04 $or \quad an$ | 20,17 | $ab_{1,7}an$ |

¹ Для найпростішого користування вищенаведеними формулами можна нарешті скоротити їх так:

$$26 > or \geq an > 13$$

Порівняння показує, що кількість вільної SiO_2 ($Q = 10,22$) збігається, а також свідчить про наближення в обох випадках до

$$or : an = 1 : 1$$

Не менша аналогія буде також і щодо величини кольорового індексу та основності плагіоклазу.

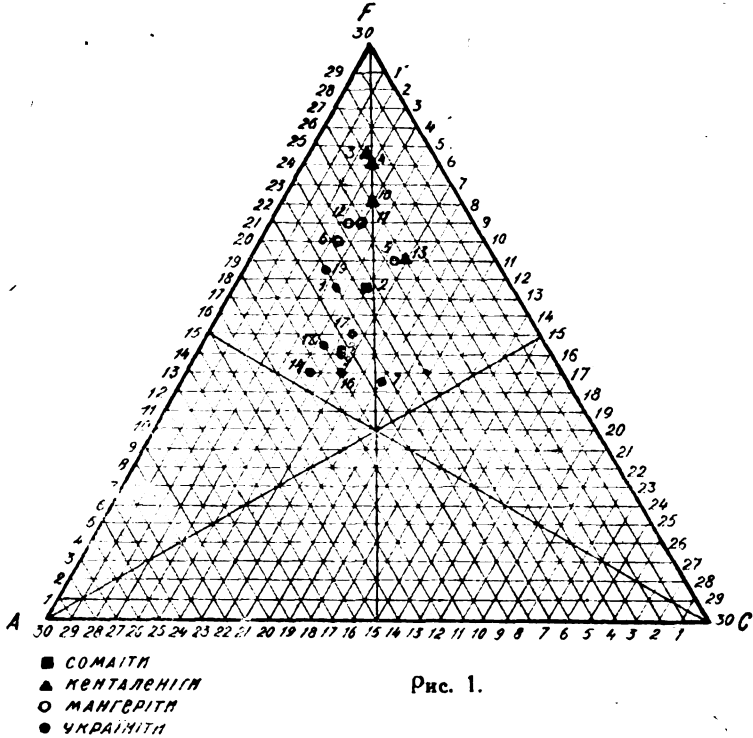


Рис. 1.

На основі поданої аналогії між українітами та середнім хімічним складом магматичних порід тут подано висновок класифікаційного значення в напрямі відкинення знеосібненого та невиразного терміну „кварцовий монцоніт“, а також установлення такої стандартної характеристики четвертого типу монцонітів:

1) Середній хімічний склад магматичних порід у числах Clarke можна брати як зразковий та стандартний для характеристики 4-го типу монцонітів, тобто кислих, або „кварцових“ монцонітів; робити це можна на тій підставі, що проблематична порода цього середнього хімічного складу має на Україні реальні форми в монцонітах типу українітів, які вважається тут за виразних представників цього четвертого типу кислих або „кварцових“ монцонітів.

2) Порівняння українітів з середнім хімічним складом магматичних порід підносить значення українітів, як монцонітів специфічного гатунку, на певну висоту і надає самому термінові „україніт“ ваги в класифікаційному розумінні. Отже назва „україніт“ буде тоді провідним терміном для 4-го типу кислих або пересичених монцонітів та разом з тим заступить невиразний та знеосібнений термін „кварцовий монцоніт“, що його різні автори прикладають до порід найрізноманітнішого та різноцінного значення.

Отже монцоніти можна розподілити щодо збільшення кислотності за таким порядком:

- 1-й тип — сомаїт (та нефеліновий монцоніт, почасти есексит).
- 2-й тип — кенталеніт або олівіновий монцоніт.
- 3-й тип — мангеріт або нормально насичений SiO_2 монцоніт.
- 4-й тип — україніт або пересичений SiO_2 монцоніт.

Безперечно, в міру вивчення Української кристалічної смуги, кількість родовищ монцонітів на Україні та зокрема українітів повинна значно збільшитися проти наведеної схеми. Причина цьому є петрогенетичні та зокрема геохімічні властивості Української кристалічної смуги, надмірна кількість елементу К (калію) серед магматичних порід. А проте, утворення порід монцонітового характеру значною мірою залежить від певної надмірної кількості зазначеного елементу в магматичних породах середнього та основного хімічного складу. Такі умови якраз спостерігається на

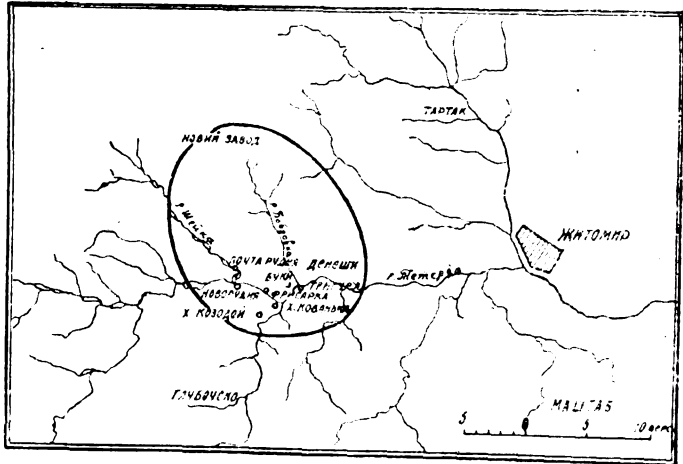


Рис. 2. Монцонітова формація.

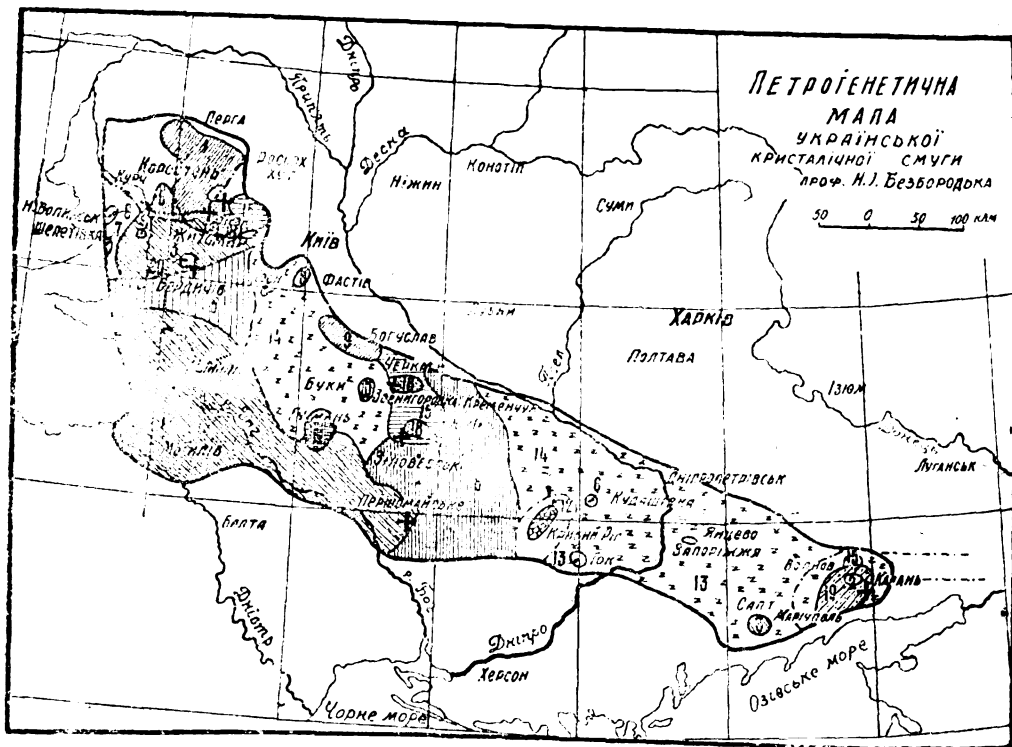
Українській кристалічній смугі, де заздалегідь можна передбачити і знаходження монцонітів, зокрема україніту, і велике поширення розвитку їх. В інтересах сприяння вивченню Української кристалічної смуги та щоб полегшити роздінку порід, зокрема проміжний у класифікаційному розумінні характер („Intermediäre Gesteine Niggli“) монцонітів і зокрема українітів, і написано цю статтю.

Пояснення до петрогенетичної карти

- 1) Коростенський, росохівський та пержанський типи гранітів одного загального батоліту коростенської магми розвинені в таких місцях: а) коростенський тип у середній та південній частині басейну Ужу та по р. Норині грубозернястий до середньозернястого, почасти порфіровий, рожевий та глибше темний у багатьох знаходженнях, іноді темнозелений. Гранофірова будова наводить на думку про гіпабісальний характер коростенського типу. Наявність флюориту, топазу та берилу доповнюють характеристику граніту. б) Росохівський тип більше відповідає порфіруватій подібній до рапаківі відміні коростенського типу, що зв'язує загальний батоліт коростенської магми з малинськими рапаківі та через рапаківі зв'язує коростенську гранітну магму з габровою формацією Волині. Росохівський тип зберігає гранофірову будову і розвинений навколо Росохівського хутора та на захід від нього по р. Жереву. в) Пержанський тип по р. Перзі, Уборті характерний своєю динамо-текстурою (динамограніт).
- 2) Лізниківський тип коло с. Лізники, рожевий, середньозернястий, бідний на темні мінерали, можливо, наближається до сагелігової, несамостійної магми. Наявність флюориту по щілинах у ряді родовищ (Топорище та ін.) є геохімічна ознака петрогенетичного пов'язання з коростенською магмою. Лізниківський тип зазначено на карті в Приозівському районі навколо станції Карані.

¹ Надмірну кількість елементу калію як антиподу мало поширеного магнію в геохімії Української кристалічної смуги я відзначив у статті „Українська кристалічна смуга та копалини України“, Віс. Укр. геолкому, 12, 1928, 39.

3) Житомирський тип граніту, сірий, середньозернистий, батолітового характеру залягання, багатий на сателіти (апліти та пегматити). Крім головного батоліту на Волині, розвинений у багатьох розкиданих пунктах на Правобережжі (Буки-Антонівка) та Лівобережжі (Янцєве, Салтичія).



- | | | |
|---|--|---|
| 1. Граніт Коростівської магми типу добувотерезівський, розсоливський, пержанський | 7. Шепетівський тип граніту | 13. Токівський тип граніту |
| 2. Лезнівський тип граніту | 8. Фастівський тип граніту | 14. Дніпровацький тип граніту |
| 3. Житомирський тип граніту | 9. Богуславський тип граніту | 15. Волноваський тип граніту |
| 4. Курчицький тип граніту Житомирської магми | 10. Зосинівський тип граніту (град-діявиту) | 16. Делатинський |
| 5. Чудново-Бердичівський тип граніту | 11. Гемарський тип граніту | 17. Бугатова серія (чарнокітларитова порода) |
| 6. Зновівський тип граніту (Лизаветградський) | 12. Киводівський тип граніту (град-діявиту) | 18. ГАЗОВА ФОРМАЦІЯ (ГАЗОВО-МОНЦИТОВА ФОРМАЦІЯ) |
| | 19. Сікітська формація | 19. Район сфумованого порід |
| | 20. Монцитова формація (чарнокітларитова формація) | Границя Шумської кристалічної смуги |
| | | Розовища монцитітів |

Рис. 3.

4) Курчицький тип граніту, як відміна житомирської магми, трохи порфіруватий, середньозернистий в околицях с. Курчиці, Зикове в зазначеному на карті районі.

5) Чудново-бердичівський тип граніту, сірий, до темносірого, злегка порфіруватий через ідіоморфізм зерен ортоклазу та іноді плагіоклазу, а також через 4-гранні та 6-гранні перетини. Дуже збагачений на ксеноліти, мігматити та сателітовий матеріал — це вказує на тем'яний, периферичний горизонт

заягання приступної для спостереження частини чудново-бердичівського батоліту. Значно розвинені теніотекстура (теніограніт), схістотекстура (схістограніт), динамотекстура (динамограніт).

6) Зінов'ївський (елизаветградський) тип граніту, грубопорфіруватий, сірий та рожевий, на глибинах переходить у темний. Значно розвинена флюксо-текстура (флюксограніт). Головний батоліт міститься в околицях Зінов'ївського та Ново-Українки до Долінської; невеликі масиви розкидані в околицях Новоград-Волинського, Кудашівки, Корніна (корнінський тип) та по р. Смолці.

7) Шепетівський тип гранодіориту, сірий та темносірий, біотитовий та почасти роговосвітневий. Я висловлював думку про генетичне пов'язання шепетівського гранодіориту з магмою чудново-бердичівського граніту.

8) Фастівський тип граніту в околицях Фастова, біотитовий, середньозернистий, почасти слабопорфіруватий, світло-сірий до рожевого; наближується до житомирського типу.

9) Богуславський тип граніту по р. Росі наближується до зінов'ївського, з яким, очевидно, генетично зв'язаний, але з меншими зернами фенокристалів ортоклазу, біотитовий, сірий та блідосірий. Значно розвинена флюксо-текстура (флюксограніт).

10) Звиногородський тип гранодіориту, сірий, середньозернистий, біотитовий, часто з роговою світнею, іноді зовсім без ортоклазу, наближуючись до тоналітів. Розвинений в околицях Звиногородки, де спостерігається часто з ксенолітами гнейсу (с. Лисянські Будища). Завсіди з динамотекстурою та подібний до гнейсу (динамогранодіорит). Має велике петрогенетичне значення, оскільки можна припускати, що Кременчуцький гнейс та ортогнейс Наддніпрянщини відповідають магмі звиногородського гранодіориту.

11) Гуманський тип граніту, розвинений на Гуманщині по р. Бабанці та Гуманці в с. с. Бабани, Касанівка, Танське, Доброводи, Гережанівка, Пиківець, Гумань (почасти), Сушківка, Полянецьке, Громи, Ропотуха; цей гуманський батоліт характеризується середньозернистою породою, почасти порфіровидною та грубозернистою, сірою до блідосірої, бідний на біотит.

12) Криворізький тип гранодіориту, сірий, середньозернистий, біотитовий, бідний на ортоклаз; граніт належить до самостійної магми. Часто спостерігається динамотекстура (динамограніт). Граніт цей розвинений по селах Долгинцеве, Вечірній кут, Оболонівка. Зовнішнім виглядом нагадує житомирський тип, з яким аналогічний багатством на сателіти пегматити, апліти, що дуже поширені на Ингульці в околицях Карачунівської греблі поруч з мігматитами, теніоаплітами, ін'єкційними гнейсами.

13) Токівський тип граніту у вигляді батоліту невеликих розмірів, рожевий до сіро-рожевого, середньозернистий до грубозернистого, рівномірної структури, часто з динамотекстурою (динамограніт), біотитовий; розвинений в околицях ст. Тік на Криворіжжі, заходячи по р. Кам'янці до устя її при впадінні в р. Бузулук коло с. Грушки. Периферія батоліту в околицях с. Шолохова та на північ дає виходи сателітів у вигляді аплітів та пегматитів, які утворюють мігматити, теніоапліти, ін'єкційні гнейси.

14) Дніпрівський тип граніту рожевий, аплітоїдний, часто апліто-пегматитовий, через це нерівнозернистий, завжди сателітової, несамостійної магми, походження якої залежить від інших самостійних магм та головне від магми житомирського типу граніту. Отже дніпрівський тип граніту з петрогенетичного погляду зосереджується в гнейсовій покрівлі, яка вкриває собою батоліти самостійних магм і зокрема магми житомирського типу граніту. Зосередження дніпрівського типу граніту в гнейсовій покрівлі приводить до ін'єкційно-лаколітового, а не батолітового характеру заягання його. Разом з тим це спричиняється до дуже поширеного явища ксенолітоутворення серед дніпрівського типу граніту, а також ін'єкційного матаморфізму з новоутвореними комплексними породами, як от теніоапліти, теніограніти, теніопегматити.

тити („змішані“ граніти смугастої текстури в домішкою гнейсу), мігматичні інжекційні гнейси. Збагаченість на сателітові газові продукти спричиняє до дуже поширеної смугастості „від диференціації“ або схістотекстури (стограніт, схістоапліт і т. д.), де дрібне аплітове зерно чергується в смугах з грубогранітним зерном, або ясні кварцово-полевоскалинцеві смуги чергуються з темними біотитовими. Часто помітна динамотекстура в зв'язку з витком цього граніту в периферичній зоні земної кори, багатій на тангенціальне тиснення. Спостерігається також флюксотекстура. Граніт часто має великі велетенські ксеноліти, так звані баптизоліти (вони вимірюються сотнями метрів навіть тисячами кв. метрів).

15) Волноваський тип гранодіориту; невеликий масив по р. Волновасю на схід від ст. Волновахи в околицях села Волновахи (Бугас). Порфірує темносірий, іноді зелено-сірий, біотитовий, часто з домішкою рогової слюд при наявності фенокристалів ортоклазу до 2—3 см завдовжки. Завжди дуже густий від тиснення (динамогранодіорит). Його прорізають велетенські аплітові та пегматитові жили, зокрема в околицях с. Миколаївки та Ново-Гнатівки, однак жили ці генетично зв'язані, очевидно, не з магмою волноваського гранодіориту, а з магмою так званого каранського лужного типу граніту, виненого на схід у генетичному зв'язку з так званою сієнітовсю формою.

Рапаківі

Порода переважно темносірого кольору, з великими овоїдами ортоклазу, часто оточеними оболонкою з плагіоклазу. Петрографічно рапаківі по різних місцях належать до різних типів порід граніту, гранодіориту, кварцово-монцоніту (україніту). Карта зазначає поширення рапаківі в двох районах: а) Волинський район з відомими кар'єрами коло Малина, б) Шевченко-Зіновівський район на Шевченківщині та на Зіновівщині, де кар'єри найбільш поширені навколо Городища, Корсуня та в с. Юр'івці. Волинський рапаківі генетично зв'язаний з коростенською гранітною магмою, з одного боку з магмою габро-монцонітової формації, з другого. Отже Волинь з її кількома магмою трьох типів граніту (коростенський, росохівський, пержанський), луганським типом граніту та в рапаківі-й габро-монцонітовою магмою представляються в єдине петрогенетичне ціле.

Бугітова серія (чарнокито-норитові породи)

Піроксенові породи темного кольору характеризуються надзвичайно тісним пов'язаністю. Це, при щільних непомітних переходах від піроксеново-ортоклазового граніту-чарнокиту до кварцово-піроксенового тоналіту, піроксеново-тоналіту далі до кварцового нориту та до нориту, надзвичайно утруднює розрізнення їх у полі. Характерна риса є відсутність ортоклазу в норитових співчленах бугітової серії. Щодо самого чарнокиту, як ортоклазової породи, то останній на підставі периферичного уложення, часто жилами граніто-пегматитового характеру, та збагаченості на ксеноліти розглядається як несамотійний сателітовий співчлен бугітової самотійної магми. Крім загальної риси всіх самотійних та несамотійних порід бугітової серії є наявність піроксену, зокрема гіперстену, і часто кварцу. Співчлени бугітової серії, що характеризуються самотійною магмою, розпадаються на а) найкисліший епібугіт відповідає кислому піроксеновому безортоклазовому тоналітові, якого крайній кислий член ($\text{SiO}_2 > 71\%$) має назву сабаріту. Середнім хімічним складом мезобугіт відповідає центральній бугітовій магмі, що диференціювалася на всі співчлени бугітової серії, від піроксено-кварцового діориту (піроксеновий тоналіт) до безкварцового піроксенового діориту-норитів, найбільш основний співчлен є катабугіт, що відповідає кварцовому безкварцовому норитові. Магма бугітового батоліту проривала гнейсову ривку з вапняково-силікатовими та піроксено-плагіоклазовими гнейсами

покривля була за метеріал для асиміляційно-синтектичних процесів у бугітовій магмі. Отже процес розчленування магми на її співчлени пройшов при процесах синтектично-диференціаційних. Крім чарнокиту, найпівніший продукт тої таки бугітової магми є розвинений всюди рожевий аплітоїдний граніт, аналогічний дніпровському типові граніту. Дуже розвинені серед гнейсової покривлі породи комплексного типу, мігматити, теніограніти, теніобугіти, інжекційні гнейси. Надзвичайно характерний для бугітової серії є гранатовий, часто гранато-кордієритовий мігматит, як продукт метаморфізму колишніх глинясто-мергелястих осадових порід. Цей гранатовий мігматит, як прототип хондаалітів та мадукарітів Індії, зветься тут вінницитом.

Зведену характеристику порід бугітової серії дає таблиця.

| Назви членів бугітової серії | SiO ₂ | Кількість піроксену | Розмір зерна | Кільк. K ₂ O |
|------------------------------|------------------|---------------------|---------------------------------------|---|
| Епібугіт та сабаровіт | 66—72% та більше | 0—8% | Середньозернястий до дрібнозернястого | Кількість K ₂ O ніде не перевищує 2% |
| Мезобугіт (або просто бугіт) | 66—58% | 5—20% | " | |
| Катабугіт | 58—50% та менше | 15—40% та більше | Дрібнозернястий до середньозернястого | |

В склад бугітової серії входить, як додаткова та другорядна, адамеліто-монціонітова серія з адамелітами та монціонітами. Тут зокрема подано приклад україніту на с. 36.

Габрова (або габро-монціонітова) формація

Габрова або габро-монціонітова формація зосереджується в трьох ділянках: а) на Волині, б) на Шевченківщині, в) на Зінов'ївщині.

Кожна з ділянок характеризується наявністю грубозернястого лабрадориту, який на Волині та на Шевченківщині має цінні орнаментні властивості. Тут можна розглядати два типи: темний іризацийний лабрадорит, головинського (родовище с. Головино) типу та ясний іризацийний лабрадорит турчинського (родовище ст. Турчинка) типу. Лабрадорит околиць Новомиргорода досі не виявив іризацийних властивостей. У всіх трьох ділянках (Волинь, Шевченківщина, Зінов'ївщина) спостерігається генетичний зв'язок габрової формації з рапаківі, який при майже постійному темному кольорі можна розглядати як крайній кислий член габрової магми. Географічно рапаківі часто виступає як периферичне відщеплення габрової магми.

На Волині габрова (або габро-монціонітова) формація генетично зв'язана з гранітовою коростенською магмою.

В попередніх розділах ми не раз відзначали генетичний зв'язок з монціонітовою формацією, і виявлено, що в склад габрової формації входять різні відміни монціонітів (кенталеніт, мангерит, україніт). Значна кількість монціонітів та їх генетичний зв'язок з багатьма переходовими до порід габро діюрітової групи співчленами привела до висновку, що габрову формацію треба назвати іншою поширеною назвою — „габро-монціонітовою“ формацією.

З технічного погляду треба відзначити можливість використати дрібнозернясті відміни габро-діабазового типу як сурогат для так званого „кам'яного лиття“, для якого раніш використовували лише ефузивні породи: діабазы й базальти.

Сієнітова формація

На карті сієнітова формація міститься на Маріупольщині. Генетично вона зв'язана з нефеліновими сієнітами, маріуполітами та усім складним комплексом інших порід: лужні сієніти, лужні граніти, піроксеніти. Отже сієнітова формація має відбиток лужної провінції. Але навколо лужних порід спостерігається також низка порід нелужних. До останніх належать лужнокальційні сієніти темного кольору в басейні р. Кальчика, темного кольору, зокрема в околицях с. Чердакли. До цих нелужних порід сієнітової формації належать монзоніти по р. Калміусу (с. Чермалик), які зв'язують сієнітову формацію з формацією монзонітовою.

Один із продуктів диференціації сієнітової магми є лужний граніт, порфіровий, так званого каранського типу, що зовні нагадує зінов'ївський. Уперше лужний граніт на Маріупольщині згадує Морозевич.

Монзонітова формація

На карті монзонітова формація виділена на відповідному місці навколо Житомира, 20 км на захід. Характерне знаходження її на межі двох гранітових батолітів — житомирського та чудново-бердичівського. Окремі знаходження монзонітів за межами монзонітової формації позначено на карті хрестиками. Ці хрестики охоплюють собою площу рапаківі, дві формації (габрову та сієнітову) та одну серію (бугітову).

Ефузивні породи

На карті позначено три ефузивні райони. З них найбільш північний Волинський район характеризується породами: ортофіри, порфіри, порфірити, діабазові порфірити, так звані волиніти, діабази. Залягання жильне та в куполах.

Середній ефузивний Криворізький район характеризується жильною формою спостереження то тонких, то до 10 метрів і більше завгрушки. Довжина іноді трапляється до 2 км. Породи відповідають діабазам, діабазовим порфіритам, епідіабазам та породам, визначуваним іноді під назвою діоритів.

Третій ефузивний район, Маріупольський, характеризується жильними куполуватими та локолітовими формами уложення. Наявність волинітів на різко визначеному полі по р. Калміусу між с. Морвеном та Ласпою поріднює Волинський район ефузивів з Маріупольським районом.

SUMMARY

The term „monzonite“ must necessarily be considered as a collective term for a rock composed of plagioclase, orthoclase and pyroxene. According to the degree of acidity and saturation with SiO_2 , this collective term embraces the following types:

1. The sommaite and nepheline type of monzonite containing unsaturated alkaline minerals, leucite, nepheline.
2. The kentalenite type containing the unsaturated mineral olivine.
3. The mangerite type, a rock saturated with SiO_2 and Al_2O_3 without quartz and olivine or with an insignificant quantity of either.
4. The ukrainite type by which we mean a monzonite type oversaturated with SiO_2 , widely spread in the Ukraina and containing quartz in quantity of 1—19%. In this instance the term ukrainite has been adopted on one hand to mark the specificness of this particular rock, abounding in the Ukraina, and on the other hand to avoid the term quartz and monzonite, which is used in literature and petrographical classification to denote the most various rocks, and is somewhat obscure and impersonal.

Besides being widely spread, this rock deserves the name of ukrainite because it reflects the geochemistry of the Ukrainian Crystalline Zone and owing to the abundancy of calcium element in its magmatic rocks, frequently of a gabbro-composition. These chemical conditions are factors creating rocks of the monzonite group.¹ The ukrainite, as has already been mentioned, belongs to this group.

The rock ukrainite, approaching the fourth acid type of monzonites, is of petrogenetical and classificatory significance, inasmuch as its composition is akin in figure to the average composition of magmatic rocks of the earth's crust. (Clarke, The Data of Geochemistry, 1924). This analogy becomes obvious when comparing the corresponding chemical analyses, and at the examination of mineralogical coefficients, obtained by the method of american petrographs after the enumeration of the average analyses of magmatic rocks (Clarke — analysis № 1) on one part and of 9 analyses of the average composition of ukrainites on the other part.

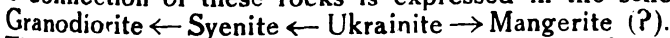
| | Q (quartz) | or : an | quantity of dark minerals | Plagioclase |
|---|--------------|----------------------------|---------------------------|--------------------|
| Coefficients of the average chemical composition of magmatic rocks after Clarke | 10,22 % | 13,80 % : 15,62 % or an | 22,33 | ab ₂ an |
| Coefficients of the average composition from 9 analyses of Ukrainites | 10,22 % 1 | 19,86 : 19,04 or an | 20,17 | ab an 47 |

Besides representatives of acid monzonites or ukrainites there also occur in Ukraina, though in smaller quantities, „kentallenites“ and mangerites, discovered as yet only in the region of gabbro-formation.

The monzonites of Ukraina are characterized by their dark colour, average granulation, generally devolving into fine and in some places coarse granulation.

The specimens of the ukrainian monzonites given above, show either in the shape of small intrusions closely bound with neighbouring rocks, or in massives frequently observed at a long stretch.

The most strong monzonite massif of ukrainite character lies 1 kl. west of Jitomir in Volhynia, where near the villages (table III: Vyssokaja Petch, Prissarka, Bouki, Novy Zavod, farm (Choutor) Kóvanko, the ukrainite is found in big layers. There the predominance of monzonite of the ukrainite type makes it possible to consider the monzonite (ukrainite) formation. Besides the ukrainite there exist in the boundaries of monzonite formation, rocks sprung up from the monzonite (ukrainite) magma such as: granodiorite, syenite, as well as a rock, more basic than the ukrainite, of the same monzonite type, apparently mangerite. The petrogenetic connection of these rocks is expressed in the scheme:



The same area marked out by the monzonite (ukrainite) formation (fig. 2) is also designated on the petrogenetical map (fig. 3).

A considerable development of monzonite is observed in the territory of the gabbro formation in Volhynia. From six analyses in Tarassenko's article (Rocks of Gabbro-Formation in V. Jhynia, 1896) made according to the method of American Petrographs (an. 10, 11, 12) we see the relation of the kentallenite and mangerite type to the monzonites. Not seldom considerable regions are occupied by monzonites of the ukrainian type (an. 14, 15). Considerable quantities of orthoclase

¹ Besborodko „The Ukrainan Crystalline Zone and its valuable minerals“ 1928. Journal of the Ukrainian Geological Trust, p. 32.

amid gabbro rocks which have already been noted by the preceding investigators, show the further manifestations of the monzonite group of rocks. Therefore instead of being called region of gabbro-formation the region of Volhynia's basic rock may be specified as a gabbro-monzonite formation. In a not smaller measure the qualification of gabbro-monzonite formation (instead of gabbro-formation) can be given to an analogical area of rocks in Shevtchenkovstchina near Tcherkassi (see fig. 3), where vast regions of monzonites are found along the river Olshanka, at the villages Chlystounovka and Viasevoc (an. 16 and 17). As regards the environs of Novomirgorod, the region of development of analogical gabbro-rocks has a close genetic relation with rapakivy; whilst rapakivy observed by the river Malaya Vyska at the village Ervievka¹ is again the monzonite of the ukrainite type.

For this reason, on the chart, the regions of gabbro-formation are at the same time marked as regions of gabbro-monzonite formation.

Of a great petrogenetic importance is the presence of monzonite (ukrainian type) in the region of rocks (the charnokite-norite series).

The lateral adamelite-monzonite branch among the rocks of the bugite series (in Podolia and the neighbouring districts) has already been mentioned in literature.

Thus the monzonites of Ukraina are genetically connected with the following series and formations:

1. Monzonite (Ukrainite) formations.
2. Gabbro (Gabbro-Monzonite) formations.
3. Syenite formations.

If for the territories of monzonite, gabbro-monzonite formations and rapakivy the origin of monzonites is connected with differentiated processes without any process of assimilation, either obvious or indicated in literature, then on the contrary the origin of monzonites of the bugite series as well as in the syenite formation can be put in connection with greatly developed processes of assimilation.²

The chemical properties of Ukrainian monzonites and their mineralogical characteristics inferred from american petrographical methods have been presented on separate figures in the text. There have also been presented on a line with the analyses of Ukrainian monzonites the analyses adopted for standard ones. Such are:

| | |
|---------------------------|---------------------------------------|
| Kentallenite analysis № 3 | Argyllschire, Scotland (an. Pollard). |
| " " | 4 Ballashulisch, Scotland |
| Mangerite " | 5 Manger, Norway (an. Kolderup) |
| " " | 6 Monzoni, Tirol (an. Schmelk) |

Average chemical composition of magmatic rocks after Clarke (ibid. 1924).

There is also presented Osann's diagram in the form of a triangle (fig. 1) on which the projections of chemical analyses of Ukrainian monzonites are plotted by the side of standard analysis projections. The study by analysis and the comparison of Ukrainian monzonites with the standards show their analogy.

Only in the kentallenite and mangerite of the Ukraina there is noted a surplus of ferroxide and in some cases a deficiency of MgO, facts which are in connection with the general geochemical properties of rocks of the Ukrainian Crystalline Zone, distinguished by deficient Mg (magnium) content.¹⁾

As regards the analyses of the Ukrainites they are always analogical with the analyses of the average composition of magmatic rocks.

¹ Besborodko, Bulletin of the Ukrainian Geoinvestigation Trust. 1929. p. 32.

² Besborodko: Phenomena of assimilation and injective metamorphism in Podolia. News of the Ural Polytechnic Institute.

³ See Besborodko "The Ukrainian Crystalline Zone and its valuable minerals", where is mentioned the deficiency of magnium. (News of the Ukrainian Geological Committee. 1928, p. 37.)

Besides the figures obtained by Osann's and American petrograph methods, this analogy of the ukrainites is especially visible in Osann's diagram (fig. 1). This diagram shows that the projection of magmatic rocks of average composition is surrounded on different sides by projections of ukrainites, while the projections of mangerite and kentallenite in the upper part of the diagram are nearer to „F“ of the projection № 1.

The importance of Osann's diagram is that it shows the concentration of all the Ukrainian monzonite projections as well as of all the projections of standard analyses near to the vertical axle line of the triangle, attesting thereby the originality of the chemical composition of this group of rocks and their transitory character.

For the mineralogical characteristics of kentallenites and mangerites the obtained results have been collected in two tables. In one of them (table E in text) have been grouped the standard monzonites of foreign origin; in the second (table F in text) the monzonites of Ukraina and the problematical rock of magmatite.

In Tables E and F are noted:

- 1) The quantity of nepheline, olivine or quartz.
- 2) The ratio *or* : *an*.
- 3) Shand's colour index which corresponds to „Fem“ of the american petrographs.

Besides on the table of Ukrainian monzonites there has been marked out, on one part the petrographical association accompanying the monzonite rock and on the other part the fundamentality of plagioclase.

In relation to the monzonite mineralogical characteristics there has been frequently mentioned the lack of classificatory norms by which it would be possible to individualize the monzonites among other rocks. At present are in general use Idding's and Shand's norms of monzonites. First of all they correspond to the principal distinguishing feature of monzonites—the quantitative ratio *or*:*an* (orthoclase to anortite).

Iddings . . . 5:3 *or*:*an* 3:5

Shand . . . 3:1 *or*:*an* 1:1

Besides according to Shand the quantity of dark minerals in monzonites must not exceed the limit 33—66%.

In contradiction to both these formulas stand the already generally acknowledged specimens of the foregoing standard monzonites (an. 5, in part also analysis 6).

In the text has also many times been mentioned the insufficiency of the characteristics of the so called „quartz monzonites“ which leads to the denial of the terminological significance of this term and to its substitution by another, a more typical and individual term.

Therefore special consideration is given to the ukrainite, which, corresponding petrogenetically to monzonite, contains quartz together with a comparatively small quantity of dark minerals, i. e. is analogical to quartz monzonite.

For drawing a formula answering to the most spread type of „monzonite-ukrainite“ there are taken into account the real figures of the mineralogical coefficients of the given above specimen of ukrainite. The last are accepted as standards for drawing the formula. Of the greatest importance is the ratio *or*:*an*. The specimens show that the quantities of orthoclase and anortite fluctuate between 13 and 26. The unsatisfactory analysis № 15, where *or* = 12,49%, presents an exception. Therefore we may accept Idding's formula altering it in the following way:

$$6:3 > or:an > 3:6$$

$$or \ 2 \ an > or > \frac{1}{3} \ an$$

It is also possible to introduce the lowest figure of the quantity of each composition — 13.

$$2 an > or > 13 > \frac{1}{2} an$$

Admitting the equation $or = 13$ or $Or = 26$, we write also the general form of the ukrainite

$$1) 2 an \geq or \geq 13 \geq \frac{1}{2} an$$

This formula has an inverse significance:

$$2) 2 or \geq an \geq 13 \geq \frac{1}{2} or.$$

If we take into consideration that besides the principal minerals — plagioclase, orthoclase and pyroxene, the ukrainite is also characterized by the presence of quartz, and of a small quantity of dark minerals (13% to 30%) in distinction from mangerite and kentallenite, the definition of ukrainite appears as follows: „The ukrainite corresponds to plagioclase-orthoclase-pyroxene rock, with some content of quartz (1—19%) and a moderate quantity of dark minerals (13—30%) in which the ratio orthoclase to pyroxene answers to the formula

$$2 an \geq or \geq 13 \geq \frac{1}{2} an$$

or what is the same

$$2 \cdot or \geq an \geq 13 \geq \frac{1}{2} or$$

The reexamination of mangerite and kentallenite leads to the conclusion that with them likewise the ratio between orthoclase and anortite answers to the formula of the ukrainite

$$2 an > or > 13 > an \text{ or } 26 > or \cong an > 13$$

An. 13 (village Bouki, kentallenite) in which $or = 11,08$, presents an exception. But this circumstance can be explained by the composition of the rock, which accounts for the decreased quantity of or .

In distinction from ukrainite the mangerite usually contains darker minerals. Generally speaking the mechanism of calculation always leads to a conditional norm of quartz ($+ SiO_2$) or olivine ($- SiO_2$). Therefore the help of the microscope is necessary to decide the question as to the type of the monzonites. The normal type of mangerite must be devoid of quartz or olivine, or contain a small quantity of either.

The kentallenite is characterized by the presence of olivine; this type of monzonite is often designated in literature by the descriptive term „olivine-pyroxene-syenite“.

The geochemistry of the Ukrainian Crystalline Zone of magmatite rocks justifies in connection with the overabundant content of K (calcium) the supposition as to a considerable development of different types of monzonites in this locality. Further investigation will undoubtedly increase the quantity of monzonites found in the Ukraina. Vice versa the presence of monzonites reflects in a high degree the geochemistry of Ukrainian magmatic rocks.

This circumstance must lead to a more thorough study of the monzonites in the Ukraina in general, and in particular, of their most widespread type, the so-called oversaturated monzonite or ukrainite.

Аспір. В. Кривенко й, Т. Лапчик

До петрографії Кодацького, Лоханського й Ненаситецького порогів¹

By V. Krivenko and T. Lapchik —

On the Petrography of the Crystalline Rocks of the Rapids of the Dnipro

Порожиста частина Дніпра починається від Дніпропетровського і тягнеться до Олександрівського, де різниця рівня (за військово-топографічною картою близько 17 саж.) за даними нівелювання дніпрівських партій дорівнює 15,2 саж. Напрямок течії Дніпра від його початку до Дніпропетровського переважно північно-західний. В тих місцях, де течія Дніпра натрапляє на греблі кристалічних порід з північно-східним простяганням, вона прориває їх у напрямку з півночі на південь, зберігаючи цей напрямок до Дніпрельстану.

Виступи кристалічних порід, які творять 9 великих порогів (Ст. Кодацький, Сурський, Лоханський, Звонецький, Ненаситецький, Волнівський, Будилівський, Лишний, Вільний) і декілька забор у руслі Дніпра між Дніпропетровськом та Олександрівськом належать одному хребтові кристалічних порід Української кристалічної смуги.

З усіма названими порогами й заборами екскурсія познайомилася, проїжджаючи на „дубах“, і лише на деяких зупинялася (на Кодацькому, Ненаситецькому).

Перші виходи кристалічних порід ми бачили біля кол. Потьомкінського саду— Лоцманська стоянка м. Дніпропетровського. За макроскопічним визначенням то був іньєкований гнейс суто роговосвітневий.

Екскурсія зробила зупинку на скелі правого берега коло Звірівського млина, нижче якого виднівся Старо-Кодацький поріг.

Оглянули кристалічний масив, що виходив тут суцільною породою діоритового габітусу з виразними ознаками мігматиту, навіть рожевого граніту, відбирали відповідні зразки й фотографували.

В праці Леваковського (1871 р., с. 6) ми читаємо, що „Старо-Кодацкие выступы тянутся на четыре версты. По правому берегу на протяжении 1,5 верст вдоль с. Старых Койдаков находится три больших выступа в виде сложных гранитных утесов.

„Несколько выше Старых Койдаков, близ правого берега, против крайнего выступа находится остров Койдачок, которого западная оконечность состоит из гранитных скал. От упомянутой оконечности поперек реки тянутся гряды отдельных камней (Близнячки, Верхний, Плоский, Седач) и подходят к левому берегу у северного конца деревни Чапли. Против среднего выступа гранита в Старых Койдаках проходит поперек реки второй ряд камней, которыми образуется порог Старо-Койдацкий и переходит на материк левого берега против упомянутого порога“. Леваковський каже про подвійне простягання NO, NW крижі, що творять Старо-Кодацький поріг.

¹ Матеріалом до означеної статті були наслідки науково-методичної екскурсії аспірантів Укр. науково-дослідного геологічного інституту під керівництвом акад. В. В. Різниченка та проф. Безбородька.

Гуров (у праці 1882 р., с. 12) заперечує проти цього. Він каже: „Я не мог найти оправдания направлению NW в простирании береговых обнажений. Я думаю не зависит ли едва заметная правильность в некоторых рядах камней в северо-западном направлении от того, что они представляют остатки пегматитовых жил, так как именно эти камни и состоят из пегматита.

„Существование одной большой или нескольких малых жил пегматита в граните, вероятно, и ориентировало Днепр при прорыве им некогда сплошного кряжа пластового гранитита, имеющего северо-восточное простирание т. к. именно в этих пунктах представлялись места наименьшего сопротивления для водного потока. Пегматитовые жилы, как наиболее устойчивые, и остались в виде отдельных камней посредине реки, а гранит, содержащий здесь в составе значительное количество плагиоклаза и вследствие этого легче выветривающийся, разрушен водою, хоть не вполне, а также остался в виде правильных гряд камней, удерживающих господствующее простирание“.

Гуров гадає, що виходи кристалічних порід на берегах складаються з сірого гранітиту.

З численних праць в літературі ми бачимо, що різні автори цілком різно характеризують породи Ст. Кодацького порогу. Леваковський визначає ці породи під загальною назвою гранітів (праця 1876 р., с. 6), Бріо (праця 1872 р., с. 59) називає їх сірим гранітом, Кучинський (праця 1876 р., с. 302) відзначає, що крім власне граніту є також граніто-гнейс і гнейс.

За описами Гурова (праця 1882 р., с. 12), кристалічні породи від Ст. Койдаків до Звонецького складаються з сірого біотитового гнейсу.

Кротов (праця 1897 р., с. 33) визначає породи цих місць під назвою гнейсу.

М. І. Безбородько (праця 1918 р., с. 89) відзначає взаємовідношення двох порід: з одного боку, кристалічні породи виявлені гнейсом, з другого — гранітом, де інжекція гранітної магми в гнейс спостерігається всюди. Гнейс у тих місцях, де він найбільше виявлений, нормально має темносірий відтінок, середньозернистий, наверстований, має значну кількість рогової світли. Граніт рожевий, у нормальному вигляді масивний, непомітно верстуватий.

Загалом скеля на правому березі Дніпра проти Кодацького порога, яку ми оглядали під час зупинки, складається з давньої темносірої породи, гнейсу, та з молодшої, виявленої тут червонуватим діоритом з пегматитом. Ці породи зв'язані одна з одною поступовими переходами — переходи від рожевої до сірої породи можна виявити на зразках, як наслідок від проходження в гнейс гранітної магми, яка часом дає тут вигнуті смуги в рожевому граніті. Виступає також комплексна порода, що її М. І. Безбородько (в праці 1918 р., с. 91) назвав змішаною породою. Ця комплексна порода, збагачена гранітною магмою, зберігає рожевий колір, який від збільшення гнейсу змінюється на сірий, поступово втрачаючи чергування ясних та темних смуг. Зібрані зразки показують, що в переважній кількості тут розвинений процес мігматизації (рожевий мігматит¹ зр. 6449, 6450) та поглинення гнейсового матеріалу, що розміщується тонкими смугами між гранітом і надає породі верстуватого вигляду від асиміляції (теніограніти, зр. 6433). Ця комплексна порода виступає в різних відмінах. В одних випадках комплексна порода переважно складається з гнейсу-ортогнейсу, до якого меншою мірою долучається рожевий граніт у вигляді невеликих просмужків. Через це така комплексна порода найбільше відповідає назві інжекційного гнейсу.

В другому випадку давній гнейс (ортогнейс) ще більше збагачується на рожеві граніто-аплітові просмужки і набирає вигляду рожевої комплексної породи. Але при уважному огляді помічається, що кількість молодшого, роже-

¹ Терміни: мігматит, теніограніт, та інжекційний гнейс вживається в такому розумінні, як це подає проф. Безбородько в своїй праці „Динамограніти, схістограніти, теніограніти та споріднені новоутворення“ Тр. У. Н. Д. Г. I, т. IV, 1930.

вого граніту, не перевищує 50%; отже кількість давньої та молодшої породи однакова. Загальна суміш обох порід приводить до утворення відмін, які виразно відповідають назві мігматит (64—49). Ця комплексна порода, збагачена гранітною магмою зберігає рожевий колір, який від збільшення гнейсу змінюється на сірий, поступово втрачаючи чергування ясних та темних смуг. Переважне число зібраних зразків відповідають трьом членам, що показують на розвинений процес мігматизації (рожевий мігматит, зразок 6449, 6450) та поглинення гнейсового матеріалу; цей останній розташовується серед граніту тонкими смугами і надає породі верстуватого вигляду від асиміляції. Така комплексна порода, що утворилася від взаємодії гранітної магми в кількості понад 65% та гнейсу в кількості меншій ніж 35%, відповідає теніогранітові.

Про Лоханський поріг ми здибаємо в літературі також чимало даних. За Леваковським (праця 1871 р., с. 6), при кінці селища Волошинського на правому березі Дніпра в напрямку з заходу на схід виступають гранітні скелі; вони продовжуються в такому самому напрямку по руслу Дніпра, утворюють Лоханський поріг; нижче й вище його русло усяєне кам'яними островами.

За Гуровим (праця 1882 р., с. 12), Лоханський поріг складається з досить густого ряду кряжів (довжина їх коло правого берега 127 саж., коло лівого 72 саж. з каналами коло лівого берега), які є не що інше, як сірий граніт. Граніт утворює на правому березі могутні кряжі з напрямком простягання $NO\ 45^\circ$ та крутим спаданням $NW\ 85^\circ$. Гуров не погоджується з Леваковським, що простягання порід у Лоханському порозі $NW - SO$, бо напрям порога відповідає простягання берегових виступів, які досить детально дослідив Гуров. За його спостереженням, у граніті трапляються жили пегматиту, яскраво-червоного кольору, з якого складається окреме велике каміння, напр. Кушка, Багатир тощо. Дослідник Безбородько зазначає (праця 1918 р., с. 93), що всі породи від Дніпропетровського до Будилівського порога мають очевидну перевагу рожевого граніту над гнейсом і через це ми ніби є в районі локалітового штоку граніту, що має досить значну площу поширення.

За спостереженнями екскурсії, трапляється той самий тип мігматитів, що й на Кодацькому порозі, де давня порода відповідає гранодіоритовій.

Скелі коло порога лівого берега геть усі ребруваті, ребра відповідають апліто-пегматитові. Помічається хвилястість та вигнутість смуг; в той самий час порода давня трохи мігматизована, але цілком відповідає гнейсові Кодацького порога. Часто трапляється мігматизований гнейс, а також рожевий граніт, який перетинає гнейс. Червоний гранодіорит часто переходить у теніограніт. Серед згаданої породи трапляються відламки дрібнозернистого гнейсу.

Щодо поширення граніту і гнейсу на відслоненнях Кодацького й Лоханського порогів, то тут ось яку цікаву думку подає М. І. Безбородько (праця 1918 р., с. 189). Він констатував, що граніт зовнішнім виглядом займає ніби верхній горизонт проти гнейсів і що таке залягання гранітів було всюди від Дніпропетровського на правому березі Дніпра до Старо-Кодацького порога; а далі вниз по Дніпру виявляється, що рожевий граніт займає найбільше верхні шари проти підлеглої йому, давнішої віком породи. Аналогічні твердження здибаємо в працях Бріо та Клема, хоч спостереження названих авторів спричинилися до висновків про відносний вік обох порід. М. І. Безбородько звертає увагу екскурсії, що верхній поверх рожевого граніту не поширюється суцільною смугою по всій площі, а не раз проривається і заміщається розвитком самого лише гнейсу; в наслідок цього маємо ніби ряд ізольованих один від одного штоків гранітів.

Леваковський у праці 1872 р. (с. 7) про Ненаситецькі виступи каже, що вони простяглися більш як на три версти. На правому березі скелі кристалічних порід, що підносяться над Дніпром, тягнуться з деякими перер-

вами на дві версти і творять чотири окремі виступи в с. Миколаївці. В руслі Дніпра гранітні камені починають показуватися за цілу версту, а саме проти с. Василівки. Впоперек річки проходять декілька кам'яних гряд; вони прилягають до довгого ряду гранітних скель на лівому березі Дніпра, що тягнуться на три версти у Василівці й Варварівці. На правому березі кристалічні породи виступають у двох місцях: на усті Осокорівки й проти західного кінця острова Дубового. Цим виступам на правому боці відповідають також два виступи граніту на лівому березі при усті Осокорівки, на північ і південь від села Вериміївки.

За працею Гурова (1882 р., с. 12), окреме каміння й скелясті острови, такі як Біляїв, Голодаїв тощо, складаються в північній частині з граніту, а в південній з піску. Автор зазначає, що більшість великих виступів складається з типового пегматиту. Відслонення правого берега, що простягаються на NW 60°, складаються з трьох кряжів, які є не що інше, як пластовий граніт; серед нього спостерігається відміна граніту, який виступає то у вигляді сірого й червоного нормального гранітиту, де разом з ортоклазом, олігоклазом і кварцом є лише біотит, то у вигляді хлоритового гранітиту, де біотит заміщається хлоритом, то епідотового гранітиту, в якому значна частина плагіоклазу й магнезіальної слюди перейшла в епідот. Крім того, Гуров тут також знаходив тонкі жили діориту й роговосвітневого порфіриту.

На стінках каналу, збудованого ще у XVIII стор. Гуров спостерігав багато зразків кристалічних порід що загальним виглядом нагадували йому майже всі названі вище породи. Серед них авторові довелося бачити брилу дуже міцного дрібнозернястого малослюдистого граніту, що, за визначенням через мікроскоп, був апліт (за Гуровим „грануліт“), але не в корінному уложенні. Між сс. Василівкою й Варварівкою на лівому боці Дніпра Гуров здивав сірі граніти з граніто-гнейсами з загальним простяганням NO 70.

В праці проф. Безбородька (1918 р., с. 92—93) ми подибуємо відслонення, що складаються майже з самого рожевого граніту, який чергується з породами зовсім темного кольору через великий вміст рогової світні. Просмужки темної породи досягають від $\frac{1}{2}$ см до 1 мм, а просмужки граніту значно ширші. Серед названих відслонень автор спостерігав пегматитові жили, що перетинали їх. Темна порода мінералогічним складом характеризується кристадами рогової світні, польових скалинців та кварцу. Кристали рогової світні мають голкуватий вигляд, дуже дрібні й розташовані в породі паралельно один одному, і тому просмужки мають верстуватий вигляд.

Дослідник приймає наявність рогової світні в цих породах за приконтактний мінерал, так само як і мінерал гранат, що його він знаходив серед порід порожистої частини.

За спостереженням екскурсії, лівий берег складається з граніту на зразок пластів. Тут можна було спостерігати граніт у контакті з гнейсом (зр. 6460), але переважають теніограніти; особливо це помітно на каміннях „Пекла“ та „Чекухи“ — „гранітових на зразок пластів“.

Подамо короткий мікроскопічний опис кристалічних порід за зразками, зібраними на згаданих порогах, в порядку від давнішої породи (ортогнейс) до крайнього близького члена гранітної магми (теніограніт) та їх проміжного компоненту мігматиту.

Гнейс (псевдо-ортогнейс) 6452

За мікроскопічним визначенням порода темносіра, дрібнозерняста до середньозернястої. Загалом верстуватість на зразку дуже тонка і на око майже непомітна, а тому порода має певну однорідність. З мінералів виразно помітні таблички сірого польовику, розміром 3—5 мм, переважно дрібні.

З темних мінералів виявлено чимало біотиту. Треба підкреслити, що відсутність яскраво виявленої верстуватості надає цій породі відмінного від

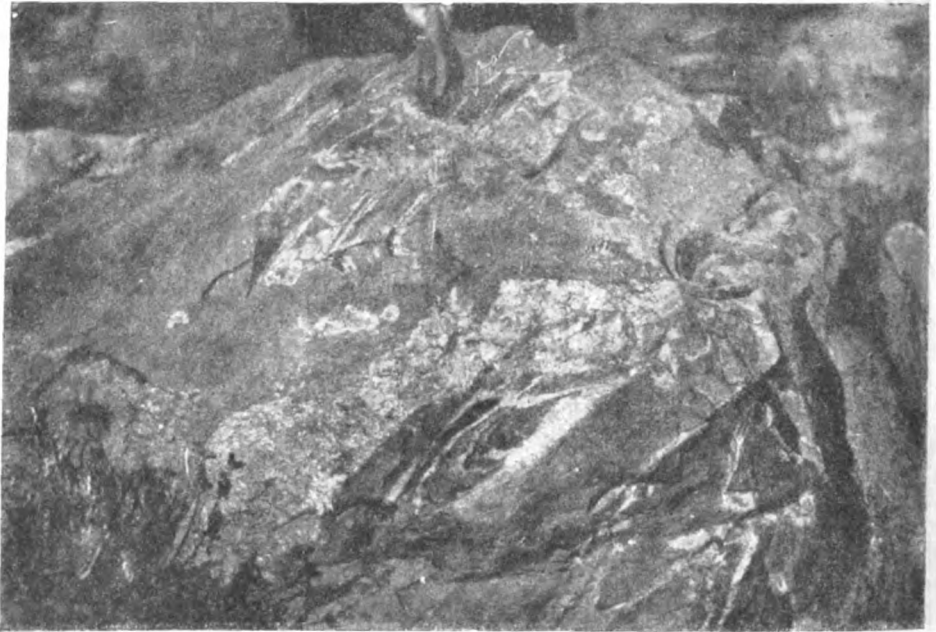
До статті В. Г. Кривенко і Т. Ю. Лапчик



Мал. 1. Експедиція на „дубах“ вирушила в подорож. (Фото В. Кривенко).



Мал. 2. Скелі правого берега Дніпра коло Старо-Кодацьких порогів.
(Фото В. Кривенко).



Мал. 3. Інжекційний гнейс.

інжекційного гнейсу характеру. За мікроскопічним визначенням порода більш-менш рівномірно зерниста, середньозерниста; все таки серед основної маси зрідка виділяються грубіші зерна плагіоклазу, що разом з тим трапляються й у вигляді дрібненьких зерен. Мінералогічний склад у порядку зменшення кількості мінералів: плагіоклаз, кварц, біотит, мікроклін, магнітит, апатит, рогова світня.

Плагіоклаз ідіоморфний щодо мікрокліну, свіжий, мало звітрілий, але зрідка спостерігаються лусочки серициту. Переважають зерна з тонким полісинтетичним штрихованням. В плагіоклазі зрідка трапляються чималі вrostки мікрокліну, а також зерна апатиту. Помітне хвилясте загасання в плагіоклазі впоперек двоякового штриховання.

Кварц алотріоморфної форми з виразним хвилястим загасанням.

Біотиту трапляється в шліфі значна кількість, здебільшого серед зерен плагіоклазу в виразних ідіоморфних лусках, з сильним плеохроїзмом: по α жовто-зелений та темнозелений брунатний по γ .

Рогова світня виявлена декількома кристалами, з кутом загасання 12° .

Мікроклін виключно алотріоморфної форми щодо плагіоклазу, на межі обох згаданих мінералів виразний мірмекіт. Зерна мікрокліну свіжі з решітчастим полісинтетичним штрихованням, їх небагато і, як уже зазначалося, вони мають форму вrostків у плагіоклазі.

Магнітит трапляється кристалами і здебільшого супроводить собою лусочки біотиту.

Апатит у формі стовпчастих та призматичних кристалів, у відповідних перетинах шестикутної форми з низькою інтерференційною барвою (темносірі); розмір від 2,5 до 1,86 мм, дрібніші 0,08—0,2 мм.

На підставі описаного цей ортогнейс можна залічити до магми грано-діоритового типу або до дніпрівського грано-діориту.

Інжекційний гнейс 6451

Порода середньозерниста, сірого кольору, виразно помітна верстуватість, де ясні просмужки характерно розміщені паралельно до загальної верстуватості.

Ясні просмужки супроти сірих збагачені на зерна кварцу та білого польовику. В сірих просмужках помітні темні мінерали, також виразно виявлений білий польовий скалинець та зерна кварцу. Біотит у вигляді тоненьких лусочок.

Порода нерівнозерниста. Найбільші розміром (5—6 мм) зерна польових скалинців, кварц та інші мінерали помітно дрібніші і займають місця між зернами польовику. За мікроскопічним визначенням, трапляються такі мінерали: плагіоклаз, кварц, біотит, апатит, магнітит, ортоклаз або мікроклін лише як включення в антипертит.

Плагіоклаз має тонке полісинтетичне штриховання, не дуже виразне; помітно звітрілий і виявлений олігоклаз-альбітом (за покажчиком заломлення).

Кварц у зернах неправильної форми з виразним хвилястим загасанням, зерна часто роздушені. Серед дрібних зерен кварцу трапляються окремі значно більші індивіди. Дрібні кварцові зерна заповнюють порожнечі між скалинцями, а окремі грубі індивіди кварцу розміщені поруч із зернами польового скалинця.

Біотит виступає серед кварцу та по тріщинах між польовими скалинцями у вигляді темnobрунатних досить виразних лусочок; кількість його значна. Сильний плеохроїзм. Темнозелений по γ ; яснозелений по α .

Апатит серед лусочок біотиту у вигляді довгих призматичних індивідів. Досить різка шагренава поверхня.

Магнітиту чимало у вигляді частих зерен, здебільшого октаєдрів, зрідка кубів. Мінерали магнітиту творять ніби облямовання серед зерен біотиту.

Гематит у вигляді тоненької платівочки, просвічує червоним кольором; дуже слабкий, ледве помітний плеохроїзм трапляється як включення в плагіоклазі.

Серицит скупчується здебільшого на поверхні польовиків дрібними лусочками.

Мусковіт у формі тонких лусочок, переважно поміж польовим скалинцем.

Епідот трапляється невеличкими зернами неправильної форми, в більш-менш значних скупченнях.

Мітматит 6449

Середньозерниста порода рожево-сірого кольору; зерна її більш-менш рівномірні; помітна верстуватість з рожевих та сірих просмужків заврубши до 1 см. Серед сірих просмужків помітні виразні лусочки мусковіту та біотиту. Чисті зерна рожевого польовику, що зрідка набувають м'ясо-червоного кольору.

Кварц прозорий, у рожевих просмужках, а в сірих також і димчастий. Помітна епідотизація, особливо на свіжому зразку. В тих місцях, де сірий рожеві просмужки не мають виразних переходів, а зливаються, є білий польовий скалинець.

Мінералогічний склад породи в порядку кількісного зменшення мінералів такий: плагіоклаз, кварц, мікроклін, мусковіт, біотит, апатит, магнітит, епідот. Загальний розмір зерен 2—3 мм.

Плагіоклазові зерна досить великі, мають дрібне двоякове штрихування; показником заломлення (проти такого в кварцу) відповідають плагіоклазові групи першої в межах № 0—15 олігоклаз-альбіту.

Величина зерен плагіоклазу від $2\frac{1}{2}$ до $3\frac{1}{2}$ мм. Плагіоклази дуже звітрілі, вся поверхня їх роз'їдена, вкрита дрібними лусочками серициту та епідоту.

Кварц. Кварцові зерна значно дрібніші від зерен плагіоклазу, їх небагато. Заповнюють проміжні ділянки між польовими скалинцями. Більшість кварцових зерен мають виразне хвилясте загасання.

Кількість мікрокліну незначна: він виявлений дрібними зернами але досить свіжими, а виразним решітуватим полісинтетичним штрихуванням.

Мусковіт у вигляді тонких, дрібних лусочок спостерігається переважно навколо зерен плагіоклазу, як продукт автопневматолізу.

Біотит трапляється зрідка у вигляді довгеньких тонких платівок з плеохроїзмом, темнозелений по γ , яснозелений по α . Рогова світня має виразні кристали в розрізах перпендикулярно до вертикальної осі кристалу з кутом лупності 124, кут загасання 14 щодо щілин лупності по призмі, $\gamma-\alpha = 0,024$.

Апатит у вигляді довгопризматичних кристалів з лупністю по 0001; низьке подвійне заломлення; трапляється часто як включення серед грубих зерен польового скалинцю; розмір зерен від 1,5 до 2 мм. Трапляються зрідка шестикутні ізотропні розрізи.

Магнітит має чорнометалевий блиск, дає часом досить правильні октаедри або квадрати; в полі зору його досить ясно, розкиданий серед кварцу та польовику, заповнюючи порожнечі між ними.

Епідот у формі дрібних зерен, що скупчені групами на поверхні звітрілого польовику та на краях і по щілинах в середині останнього; $\gamma-\alpha = 0,06$; виразна плямистість мінералу.

Теніограніт (теніопегматит)

Порода рожева, грубозерниста з окремими ділянками сірої дрібнозернистої; останні відповідають поглиненню відповідно асимільованого гнейсу.

Спостерігаються грубі зерна рожевого пророслого кварцом польовику; серед цих зерен трапляються лусочки біотиту. Окремі ділянки аплітоїдні, бруднорожевого кольору, при чому містяться у вигляді просмужків з тонкою виразною верстуватістю. Щодо розміщення рожевих проверстків, то вияв-

ляється не цілковита їх паралельність. Проверстки, що відповідають асимільованому матеріалові, більше звітрілі. Аплітоїдні ділянки помітно багатші на темні мінерали, ніж пегматитові, і це в цілому надає їм темного кольору. Під мікроскопом порода дає звичайну кристалічно-зернисту структуру. Зерна розміром нерівні; польові скалинці сягають від 5 до 3,5 мм, кварц до 0,5 мм.

Мінералогічний склад рожевих проверстків породи в порядку кількісного зменшення мінералів: польові скалинці, кварц, біотит, гематит, гідрати окисів заліза, серицит.

Польові скалинці репрезентовані переважно ортоклазом, мікрокліном, зрідка також плагіоклазом.

Мікроклін у зернах розміром 3—4 мм, досить свіжий з пертитовим проростанням плагіоклазу.

Ортоклаз творить досить великі кристали 5—4 мм діаметром, дуже звітрілий, ступінь звітрілості збільшується в напрямку від периферії до центру; виразна рясна серицитизація, від чого зерна ортоклазу мають при одному ніколі сіруватий колір.

Зерна плагіоклазу так само досить звітрілі, хоч трапляються й зовсім свіжі. Зруйновані зерна досить густо вкриті лусками серициту. Спостерігається виразні мірмекітові утворення між окремими зернами польовику; плагіоклаз з полісинтетичним двояковим штрихуванням у перетині перпендикулярним до площі М. Кут загасання навколо 15° з позитивним знаком мінерала, за покажчиками заломлення відповідає альбітові.

Кварцові зерна тільки виповнюють тріщини між скалинцями, мають виразне хвилясте і лише зрідка нормальне загасання.

Біотит виступає у вигляді дрібних лусочок, зрідка темнозеленого кольору по γ й блідозеленого по α .

Серицит укриває тонкими голочками поверхню польових скалинців.

Епідот трапляється невеличкими скупченнями по всій породі.

Зерна гематиту часом дають правильну кристалографічну форму.

Гідрати окисів заліза заповнюють тріщини окремих мінералів.

Мінералогічний склад сірих дільниць породи теніограніту: польовик, кварц, біотит, епідот, хлорит, кліноціорит.

Польовик розмістився серед дрібних кварцових зерен, що надає породі порфіруватого характеру; зерна польовику здебільшого закруглені.

Плагіоклаз з пертитовими вrostками мікрокліну та в кількох випадках з мірмекітовими утвореннями на краю зерен, при відсутності індивідів мікрокліну. Плагіоклаз належить альбіт-олігоклазові (в межах №№ до № 15). Ортоклазу небагато.

Кварц у формі зерен неправильної алотріоморфної форми, з хвилястим загасанням по небагатьох зернах.

Біотиту небагато і завжди в супроводі епідоту, який спостерігається навіть у середині великих платівок.

Крім того, епідот невеличкими групами раз-по-раз спостерігається на зернах плагіоклазу.

Кліноціорит у значній кількості на зернах польовику.

Серицит зрідка, невеличкими лусочками.

Хлорит у незначній кількості, у формі зелених, неправильної форми листочків з низькою інтерференційною барвою.

З порід Лоханського порогу привертає до себе увагу динамограніт.

Динамограніт

6454. Порода ясносірого кольору, виразно ребрувата; особливо помітні ребра, створені й розчавлені під впливом динамічних процесів; розташовані вони не цілком поверстово, а спостерігається деяка хаотичність. Ясні зерна

польовику та кварцу творять очкуваті витвори, які наче облямовані темними мінералами. Мало виразна епідогізація.

Мінералогічний склад у порядку зменшення кількості мінералів: 1) плагіоклаз, 2) ортоклаз, 3) кварц, 4) біотит, 5) хлорит, 6) магнітит, 7) апатит.

Плагіоклази з тонким полісинтетичним штрихуванням; на багатьох зернах помітне хвилясте загасання (в наслідок динамометаморфізму); є також зерна, іноді розбиті розколинами двох систем. Зерна звітрілі, вкриті лусками серициту. Часто трапляються пойкилітові вrostки кварцу. Показчиком заломлення проти показчика заломлення кварцу плагіоклаз відповідає кслому, кут симетричного загасання навколо 6—7°. Отже мінерал відповідає родові олігоклаз-альбіт.

Ортоклаз у небагато, розмірами зерна не поступається плагіоклазові, густо пронизаний щілинами лупності, потрошений на дрібні частки, з кутом загасання близько 5° проти щілин лупності по Р.

Кварц алотріоморфний з хвилястим загасанням.

Біотит у великій кількості, у виразних лусках з плеохроїзмом, жовто-зеленуватим по N_r та темнобурим зеленуватим, по $N_g - N_m$.

Хлорит трапляється врідка, іржаво-бурого кольору з низькою інтерференційною барвою.

Мікроклін репрезентований кількома дрібними зернами, розміщеними поруч з плагіоклазом.

Апатит серед великих зерен плагіоклазів та поруч з біотитом і кварцом.

Магнітит здебільшого супроводить біотит.

Отже, в районі порогів Ст. Кодацького, Лоханського та Ненаситецького розвинуті кристалічні породи верстуватої текстури, що, за термінологією М. І. Безбородька, відповідають гнейсам, динамо-гранітам, ін'єкційним гнейсам (граніту не більше як 35%), мігматитам (граніту 50%), теніогранітам (граніту понад 65%).

За макроскопічним та мікроскопічним дослідженням ці відміни кристалічних порід різняться між собою як з текстурного погляду, так і характером свого мінералогічного складу; через це їх можна вкласти в три групи порід: давня порода — гнейс з одного боку, граніт з другого боку та комплексні породи, що постали в наслідок ін'єкції гранітної магми в давню породу — гнейс та взаємодіяння між ними.

Гнейс з порога Ст. Кодацького характеризується, як темносіра порода, від дрібно- до середньозернистої, ледве верстувата; до складу її входять такі мінерали в порядку кількісного їх зменшення: плагіоклаз, кварц, біотит, мікроклін; з другорядних, головне, магнітит і апатит, при чому кількість самостійних індивідів мікрокліну зовсім незначна, а він трапляється переважно в формі антипертитових вrostків у плагіоклазі.

Динамограніт з порога Лоханського характеризується сірим кольором; порода виразно ребрувата, зерна польовику й кварцу творять очкуваті витвори, ніби облямовані темними мінералами. Ознак верстуватої текстури опісувана порода набула під впливом динамічних процесів тиснення. До складу породи входять такі мінерали: плагіоклаз, кварц, ортоклаз, мікроклін, біотит; із другорядних мінералів трапляються хлорит, апатит, магнітит. Під мікроскопом впадає у вічі деформованість породи від впливу на неї динамічних процесів. Особливо це позначається на зернах кварцу, що часто потрошені і більшості їх властиве виразне хвилясте згасання. Процеси динамометаморфізму не менш відбилися також і на зернах плагіоклазу, що привело до зігнуття двояків та хвилястого загасання в багатьох зернах цього мінералу. Характерна особливість динамограніту проти гнейсу є досить багато мікрокліну та ортоклазу, а щодо інших ознак мінералогічного складу, то між динамогранітом з гнейсом різкої різниці не помітно. Ін'єкційний гнейс — порода середньозерниста, сірого кольору, виразно верстувата. Ясні прос-

мушки мають у собі помітно менше темних мінералів, ніж просмушки темні, і це надає останнім темносірого кольору.

Порода нерівномірно зерниста і зерна розміром 5—6 мм припадають переважно польовикові, тоді як зерна кварцу та інших мінералів дрібні.

Плагіоклаз виявлений олігоклаз-альбітом. Впадає в вічі характерна ознака цієї змішаної породи — відсутність мікрокліну та ортоклазу у формі самостійних індивідів; ці мінерали виявлені в породі переважно як антипертитові вrostки в плагіоклазі. Мігматит — порода рожево-сірого кольору, більш-менш рівнозерниста, верстувата від чергування рожевих та сірих просмушків, при чому просмушки сірі мають у собі біотиту більше, ніж рожеві.

Мінералогічний склад породи під мікроскопом у порядку зменшення їх кількості: кварц, плагіоклаз, мікроклін, мусковіт, біотит, апатит, магнітит, епідот; пересічний розмір зерен 2—3 мм.

Плагіоклаз з тонким полісинтетичним двоюковим штрихуванням, дуже зруйнований і підлягає чималій серицитизації, що виявляється в наявності великої кількості серициту. Плагіоклаз представлений олігоклаз-альбітом. В протилежність ін'єкційному гнейсові в мігматиті ми спостерігаємо окремі індивіди мікрокліну; їх дуже мало, але мінерал свіжий з виразною решітчастою структурою.

Теніограніт (навіть більше: теніопегматит) загалом порода рожева, грубозерниста, з окремими дрібнозернистими сірими просмушками, що відповідають поглиненню відповідно асимільованого гнейсу гранітною магмою.

Рожеві просмушки відповідають матеріалові магми, кількість якої в даній відміні породи доходить до 65% загального складу породи (гнейсового матеріалу до 35%).

За мікроскопічним дослідженням у мінералогічному складі окремих ділянок породи теніограніту, рожевих з одного боку та сірих з другого, помічається певна різниця. Наприклад, у склад рожевих просмушків породи входять мінерали: кварц, мікроклін, ортоклаз, плагіоклаз, біотит, серицит, епідот, гематит; у склад сірих просмушків породи входять: кварц, плагіоклаз, ортоклаз, біотит, епідот, серицит, хлорит. Отже, впадає у вічі наявність мікрокліну в ділянках рожевих, що відповідають матеріалові гранітної магми, і відсутність цього мінералу в ділянках сірих, що відповідають поглиненому гнейсовому матеріалові, певною мірою асимільованому.

Отже помічається основна й важлива різниця в мінералогічному складі гнейсу та динамограніту: майже повна відсутність мікрокліну у формі самостійних індивідів у гнейсі і наявність його в динамограніті.

Так само помічається різниця й між описаними комплексними породами. Мікрокліну та ортоклазу немає в ін'єкційному гнейсі, не багато мікрокліну в мігматиті та багато (кількість його перевищує кількість плагіоклазу) мікрокліну в теніограніті саме в рожевих просмушках, що відповідають матеріалові гранітної магми. Отже кількість мікрокліну зменшується в напрямі до давнішої породи — гнейсу і збільшується в напрямі до порід більш самостійної гранітної магми.

Щодо територіального поширення окремих представників описуваних порід у межах названих порогів, то треба відзначити певну закономірність. Так, починаючи з півночі, в околицях Дніпропетровського, як уже сказано, констатовано виходи гнейсу. На порозі Ст. Кодацькому виступають мігматити та ін'єкційні гнейси й гнейси. В межах порога Лоханського знайдено і мігматити, і динамограніти. Це наводить на думку, що гранітна магма значно поширюється в напрямі південному від Лоханського порога. Та й справді, на Ненаситцькому порозі серед зразків, що їх зібрала екскурсія, переважають теніограніти.

Як бачимо з опису, текстурним відмінам комплексного ряду кристалічних порід Дніпровських порогів відповідає певною мірою і їх мінералогічний склад, — це видно з кількості мікрокліну у відповідних зразках описуваних порід.

SUMMARY

The authors give a description of the region of the rapids Kodatsky, Lokhansky and Nienasytetsky. Their investigations show that the crystalline rocks, developed in that region, have a schistose structure, which according to the terminology of prof. Besborodko corresponds to gneiss, dynamogranite, injection gneiss (the amount of granitic magma does not surpass 35%), migmatite (not more than 65% of granitic magma) and taeniogranite (more than 65% of granitic magma).

Macroscopic and microscopic study of these varieties of crystalline rocks shows, that they differ as to the texture and the kind of their mineralogical composition. Therefore they may be divided into three groups: old rock — gneiss, granite and complex rocks, formed by the injection of granitic magma into the gneiss and the reaction between them.

Gneiss from the rapid old Kodatsky is of dark grey colour, small or medium grained, but a little schistose; it consists of such minerals (in sequence of their diminishing quantity in the rock): plagioclase, quartz, biotite, microcline and secondary minerals as magnetite and apatite. The amount of separate independent individuals of microcline is but small and appears generally as an antiperthite inclusion in plagioclase.

Dynamogranite from the rapid Lokhansky is grey coloured, distinctly ribbed, the grains of quartz and felspar form a kind of „onkoids“, which are covered with a trimming of dark minerals.

This rock has acquired its schistose texture by the dynamic process of pressure. The rock consists of plagioclase, quartz, orthoclase, microcline and biotite. Secondary minerals are: chlorite, apatite and magnetite. The microscope shows a deformation of the rock by dynamic processes. Especially it is observed in the grains of quartz, which are often crushed and mostly have a distinct wavy extinction. The process of dynamomorphism influenced also the grains of plagioclase which have consequently curved twins and wavy extinction in many of the grains.

The peculiar character of dynamogranite when compared to gneiss is a considerable amount of microcline and orthoclase. But as to the other features of mineralogical composition there is no great difference between gneiss and dynamogranite.

The injection gneiss is a medium grained, grey, distinctly schistose rock; the lightly coloured layers have less of dark minerals, than those of dark colours, and this gives to the latter their dark grey tint.

This rock is unequally grained, the size of grains of felspar is 5—6 mm. while those of quartz and other minerals are smaller.

Plagioclase is represented by oligoclase-albite. The peculiarity of the mixed rock is the absence of microcline and orthoclase as independent individuals in it. These minerals are represented in the rock as apatite inclusion in plagioclase.

Migmatite is a rock of reddish grey colour, more or less equally grained, schistose because of red and grey seams; the latter contain more biotite.

The mineralogical composition of the rock in order of their diminishing quantity is quartz, plagioclase, microcline, muscovite, biotite, apatite, magnetite and epidote. The average size of grains is 2—3 mm. Plagioclase with a fine perthitic lamellar twinning is greatly destroyed and is subjected to sericitisation. It is shown by a considerable amount of sericite.

Plagioclase is represented by oligoclase — albite. Contrary to the injection gneiss in migmatite, we may observe the presence of separate individuals of microcline, few in number, but fresh and having distinct reticular structure.

Taeniogranite (taeniopegmatite) is in general of pink hue, coarse grained with separate small grey seams corresponding to the places, where gneiss was assimilated by magma. The red seams correspond to magma, the amount of which in said variety of the rock is about 65% of the general composition.

the rock (gneiss material is about 35%). As to the microscopic study a certain difference may be observed in the mineralogical composition of the separate parts of taeniogranite, red and grey. The red seams contain quartz, microcline, orthoclase, plagioclase, biotite, sericite, epidote, gematite. Those of grey colour comprise quartz, plagioclase, orthoclase, biotite, epidote, seriqite, chlorite. Thus microcline is observed in the red seams corresponding to the material of granite magma and it is absent in the grey parts of taeniogranite, corresponding to the absorbed gneiss material.

The important and fundamental difference between the mineralogical composition of gneiss and dynamogranite is that microcline in separate individuals is almost absent in gneiss and present in dynamogranite.

In the same way a difference among the described complex rocks may be observed. Microcline and orthoclase are absent in the injection gneiss, a small amount of microcline is present in migmatite, and a great quantity of it (which dominates that of plagioclase) — in taeniogranite, especially in the red seams, corresponding to the magmatic material. Thus the quantity of microcline decreases in the oldest rocks and increases in the rocks of more independent granitic magma.

As to the distribution of the described rocks there exists a certain regularity. Outcrops of gneiss are met in the vicinity of Dnipropetrivsk.

Migmatite as well as injection gneisses have been observed in the region of the rapid Old Konatsky.

Taeniogranite is distributed in the region of the rapid Nienasytietsky. Of all the complex series of rocks the latter is the nearest member to magma. It is largely developed in the north of the rapid Nienasytietsky.

According to the description we may see that the mineralogical composition of the complex series of crystalline rocks of the Dnipro rapids corresponds in some measure to their texture varieties, as it follows from the amount of microcline in the corresponding specimens of the described rocks.

14

18

19
20
21
22
23
24

25
26
27
28
29
30

К. А. Жуковський і І. С. Педан

До геології та петрографії острова Перуна

K. Schukowsky und I. Pedan

Zur Geologie und Petrographie der Insel Perun

Цей невеликий острів, відомий під назвами гора Перун та Гадюча скеля, обслуговувала з геологічно-петрографічного погляду екскурсія науково-дослідного Геологічного інституту ВУАН під час наукової подорожі до Дніпробуду восени 1931 року.

Геологічну частину роботи виконав К. А. Жуковський, петрографічну — І. С. Педан.

А. Геологічний опис

Острів підноситься видовженою в NWN на SOS скелею між східним краєм Тавільжанського острова та устям балки Тавільжанки близько лівого берега Дніпра проти с. Августинівки (село розташоване на правому березі; див. рис. 1).

Довжина острова понад 750 м, ширина — до 125 м.

Про острів згадує Домгер у праці „Геологические исследования в Южной России в 1881—1884 г.“ (Труды Геолкома, т. XX, № 1); автор зазначає, що „на Змеинном острове главная трещиноватость направлена по N—S“. Гуров у праці „К геологии Екатеринославской и Харьковской губерний“ (Харьков, 1882) каже, що „Таволжанский остров весь состоит из гранита, имеющего в составе преобладающие крупные кристаллы ортоклаза, прорезанного по спайным плоскостям вытянутыми кристаллическими зернами серого кварца... Это пегматит в нормальном его виде“.

Далі автор додає, що „мелкие острова и камни, находящиеся около этого большого острова, как то: Змеинная скала, Камень Ревун etc. состоят, повидимому, из той же породы“.

Найкращі відслонення кристалічних порід можна спостерігати на південно-західному, західному та північно-західному схилах острова; інші схили частково задерновані (див. фото).

Західний схил острова більш підмитий і стрімкіший, ніж східний; підмивання острова з західного боку зумовлюється сильною водотечею Дніпра, що проходить між цим островом і Тавільжанським.

Поверхня острова складена з продуктів звітнення кристалічних порід, на яких сформувався сучасний ґрунт.

Кристалічні породи острова репрезентовані яснорожежими гранітами, інвектованими гнейсами та типовими комплексними породами, серед яких переважають: мігматити, теніограніти, теніоапліти тощо.

Граніти здебільшого середньозернисті, але часто трапляються жили грубозернистих пегматитових гранітів; можна спостерігати також жили аплітопегматитів; типові пегматити відслонюються в урвищах західних схилів острова.

В іньєкованих гнейсах виразно помітна верстуватість, зумовлена чергуванням проверстків темносірого лупакуватого біотитового гнейсу і проверстків яснорожевого, в незначній мірі забрудненого домішкою поглиненої речовини, граніту.

Чергування сірих, ясносірих, яснорожевих та блідорожевих просмужок на комплексних породах спричиняє типову смугасту текстуру цих порід, при чому перехід від одного просмужка до другого часто поступовий; інколи можна спостерігати різке відмежування просмужків мало зміненого гнейсу і просмужків мало зміненого граніту.

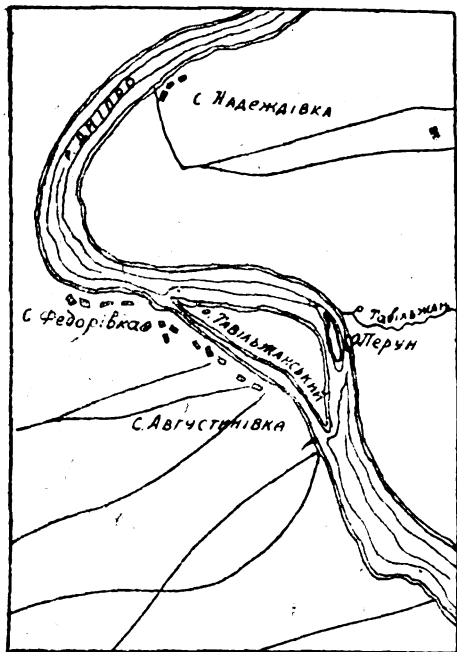


Рис. 1. Дільниця р. Дніпра в районі Тавльжанського острова.

Мішані породи острова утворилися в наслідок іньєкційного контактметаморфізму гранітної магми з гнейсом, при чому цей процес відбувався двома шляхами: в одному випадку поверхстове розташування магми в гнейсі йшло майже виключно механічним шляхом, і через це індивідуальні властивості обох порід—граніту і гнейсу—більш-менш збереглися; в другому випадку відбувалося більш-менш повне змішування гранітної магми і захопленого нею гнейсового матеріалу; в результаті утворювались верстви одноманітних мішаних продуктів, в яких обидві вихідні речовини втратили свої індивідуальні ознаки.

Зігнуті верстви мішаних порід, що їх можна спостерігати на південних схилах острова, вказують на динамічні процеси, що діяли на давні метаморфічні породи острова, можливо, за часів інтрузії магми.

Простягання пегматитових жил на острові здебільшого N—S; таке саме простягання їх можна простежити на схилах балки Тавльжанки за $\frac{1}{2}$ км від устя.

Напрямок простягання пегматитових жил збігається з напрямом головних щілин, який відзначив Домгер у згаданій праці.

Відслонення № 1

У відслоненні кристалічних порід на південно-західному схилі острова можна спостерігати породи, де темносірий малозмінений гнейс переверстовується з яснорожевим гранітом з утворенням різко виявленої лупакуватості.

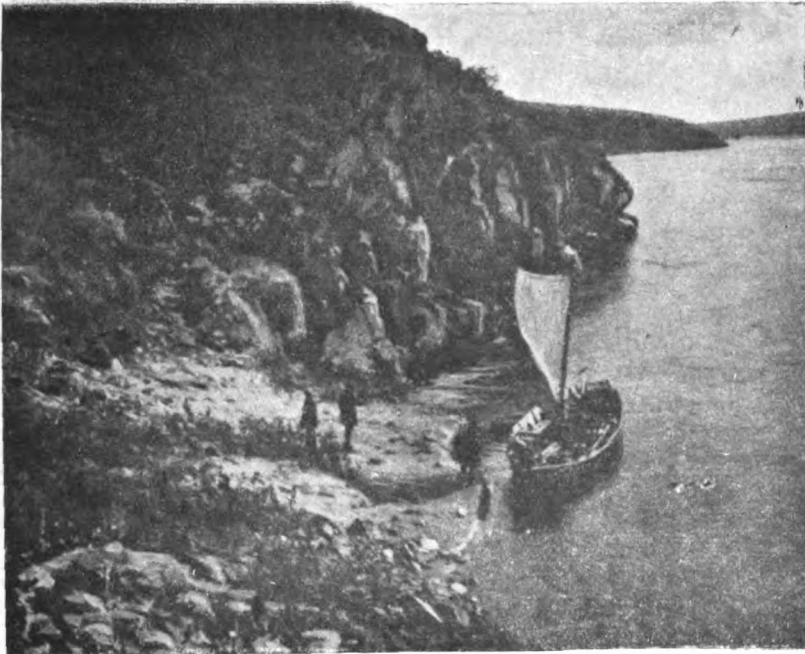
Проверстки гнейсу звітрені більше, ніж проверстки граніту; на звітренних зривках одні верстви легко відколюються від других.

Проверстки де-не-де зігнуті. В складі породи помітно переважає гнейс.

Тут таки можна спостерігати породи, де асиміляція гнейсового матеріалу відбулася краще, і граніт утратив свій яснорожевий колір.

Мішана порода, до складу якої гнейс і граніт увійшли приблизно в однаковій кількості (мігматит), середньозерниста, сірого або темносірого забарвлення, одноманітна складом, не різко відмежована від останньої маси породи. Трапляється досить часто просмужками серед блідорожевих ділянок породи.

Інші ділянки мішаних порід мають ясно- або блідорожеве забарвлення з сіривим відтінком. Тут домішка поглиненої речовини незначна, і ділянки являють переходи від мігматиту до нормального граніту, це так звані, за термінологією проф. М. І. Безбородька, теніграніти.



Західний берег острова Перуна.

Відслонення № 2

В північно-західній частині острова поруч з біотитовим гнейсом розвинений яснорожевий середньозернястий граніт, що прорізує жилами верстви гнейсу або іньєкуе його тонкими прожилками.

Ці проверстки в одних місцях мало змінені і мало вплинули на зміну переверстованого з ними гнейсу; в інших місцях на контакт однієї й другої породи спостерігається переходова мішана порода ясносірого або сірого забарвлення, інколи з рожевим відтінком; тут виразніше виступає зміна гранітної магми, а також її вплив на гнейсові проверстки; межа між проверстками обох порід стає не така виразна.

У відслоненні можна спостерігати мішані породи з різним кількісним взаємовідношенням вихідних речовин: іньєкований гнейс, мігматит, теніограніт, граніт.

Відслонення № 3

Долішня частина західного схилу острова стрімко спускається в воду. Крім лупакуватих іньєкованих гнейсів тут розвинені і згадані вище мігматити (роверстками) й теніограніти; серед мішаних порід переважають теніограніти.

Гнейси прорізуються жилами пегматитів з грубими кристалами польовиків та гніздами біотиту; з пегматитами де-не-де зв'язані блідорожеві дрібнозернясті аплітоїдні маси, що на контакт з гнейсами часто утворюють мішану породу — теніоапліт.

Пегматити й апліти на острові досить розвинуті, але поширені вони тут лише негрубими жилами; основну масу кристалічних порід острова становлять мішані породи, що виникли в наслідок іньєкційного впливу магми на давню породу.

В. До петрографії острова Перуна

Кристалічний масив гори Перун складений з гранітів, гнейсів, серед яких переважає рогово-світнево-плагіоклазовий гнейс, та з мішаних порід, в яких можна прослідкувати переходи між крайніми їх членами: рогово-світнево-плагіоклазовими гнейсами та блідорожевими біотитовими гранітами дніпрівського типу.

Нижче подаємо опис семи зразків мішаних порід; в мінералогічному складі їх можна спостерігати переходи з наближенням як до гнейсу, так і до граніту; наближення до гнейсу позначається наявністю в мішаних породах значної кількості рогової світні, що її проф. М. І. Безбородько вважає за контактметаморфічний продукт, аналогічний з другим контактметаморфічним мінералом — гранатом (Н. И. Безбородько — „Контактные взаимоотношения гранитов и гнейсов“).

Наближення до граніту позначається збільшенням лугуватих польовиків та зменшенням плагіоклазів, цілковитим зниканням рогової світні і зменшенням до мінімуму піроксенів.

Біотит трапляється в усіх зразках.

Не вдаючись у деталі хімізму на контакт гранітної магми і гнейсової покрівлі, відзначимо лише, що контактний процес, імовірно, відбувався не в одну, а в кілька фаз.

Ті рогово-світневі продукти метаморфізму, що утворювалися в результаті поглинання магмою продуктів покрівлі, асимілювалися вдруге новою інтрузією. Це доводить перетинання рожевувато-сірих рогово-світневих мішаних порід жилами сірво-рожевих, що теж мають в складі рогову світню.

За текстурними ознаками, породи масиву належать до тих відмін, що в працях різних авторів (Ейхвальд, Теофілактів, Домгер, Гуров) фігурують під назвами: граніто-гнейси, гнейсо-граніти, смугасті породи тощо.

За номенклатурою, яку нещодавно запропонував проф. М. І. Безбородько в праці „Динамограніти, схістограніти й теніограніти“, кожна текстурна відміна згаданих порід зв'язується з процесом, у наслідок якого відміна постала.

Цим робиться спробу надати певного змісту й уточнення поняттям і назвам, що їх часто плутали, описуючи верстуваті кристалічні породи.

Новий спосіб позначення текстурних відмін мішаних порід має особливу методичну вагу, як спосіб попереднього польового дослідження та визначення порід.

Поданий нижче опис зразків проведено за новою термінологією, що запропонував проф. Безбородько в згаданій праці.

Зразок № 1 (6503)

Зразок узято з ділянки породи, де видно просмужки мігматиту з незначними ділянками давнього гнейсу, мало зміненого.

Нижчеописаний шліф відповідає малозміненому гнейсові (т. зв. міграційному).

Ясносіра, з зеленявим відтінком, середньозерняста порода. На основному зеленяво-сірому фоні де-не-де виступають грубі блідорожеві зерна польовиків до 5 мм завгрубшки; в таких місцях порода набуває порфіриватої структури.

На периферії, у зв'язку із звітненням, помітно зміну зеленяво-сірого забарвлення на яснорожеве.

До складу породи входять: плагіоклази, кварц, рогова світня, біотит, мікроклін, епідот.

Плагіоклази становлять основну складову частину породи; серед інших мінералів зерна плагіоклазів виділяються грубиною (пересічний їх розмір 0,25—0,60 мм).

Здебільшого зерна неправильної форми, зрідка — гіпідіоморфні, часто в ростках кварцу та рогової світні; де-не-де можна спостерігати зростання кристалів за перикліновим законом.

Виміри одного з плагіоклазів на фєдорівському столику дали такі наслідки:

$$B\ 1,2 \begin{cases} Ng\ 79 \\ Nm\ 16 \\ Np\ 75 \end{cases}$$

Плагіоклаз містить понад 10% анортиту, тобто відповідає олігоклаз-альбітові. Плагіоклази становлять понад 33% всієї породи.

Кварц. В основній масі зерна неправильної форми, лише зрідка трапляються майже ідіоморфні; по краях розбиті на агрегати дрібних зернятків; загасання — виразно хвилясте до агрегатного.

Кварц проростає зерна плагіоклазів, часто входить до них, як включення. Становить понад 25% породи.

Рогова світня. Досить грубі зерна (до 0,60 мм) здебільшого неправильної форми, видовжені за віссю призми; щільними лупності зерна розбиті на призмочки, що де-не-де відділені від зерен. Плеохроїчне забарвлення блакитно-зелене по Ng і зеленяве по Nm. Відно переходить до жовтяво-бурих зерен з ледве помітним плеохроїзмом; це зумовлене звітненням мінералу Ng — Np = 0,019 (визначено компенсатором Берєка).

Загасання косе; на розрізах, паралельних вертикальній осі, кут загасання 14.

Часто можна спостерігати проростання зерен рогової світні листочками біотиту, при чому щілини лупності рогової світні й біотиту орієнтовані або паралельно, або під різними кутами. Становить понад 25% породи.

Біотит розміщений у породі в формі видовжених по Ng листочків з виразними щілинами лупності. Плеохроїчне забарвлення темнобуре по Ng і Nm, ясножовте по Nr. У збіжному світлі виявляє невиразну одноосеву фігуру. Дрібні листочки розкидані по всій породі в достатній кількості; загальна кількість біотиту не перевищує 12% породи.

Мікроклін трапляється зрідка зернами неправильної форми до 0,30 мм завбільшки; сітчата структура не зовсім виразна.

Епідот спостерігається у формі зернистих скупчень неправильної форми і лише зрідка можна спостерігати правильні лінії огранування.

В характерному супернормальному забарвленні помітна перевага жовтого кольору. Ng -- Nr = 0,015.

Чимало дрібних лусочок серициту, розташованих на зернах польовиків.

Від нормального рогово-світнево-плагіоклазового гнейсу зразок відрізняється наявністю мікрокліну.

З наведеного опису можна бачити, що вплив гранітної магми на давню породу описаного зразка відбитий досить мало. В її складі переважає плагіоклаз (33%), а з темних мінералів — рогова світня (25%), тобто ті мінерали, що ними характеризується склад нормального рогово-світнево-плагіоклазового гнейсу; але кількість рогової-світні в останньому значно більша і доходить, як показали дослідження цього гнейсу з суміжних районів, 50%. Отже, вплив гранітної магми на гнейс позначився у зменшенні рогової світні та в з'явленні мікрокліну, якого в нормальному гнейсі немає. Для порівняння подаємо склад нормального рогово-світнево-плагіоклазового гнейсу з околиць Кодацького порога: рогова світня — 48%, плагіоклаз — 45%, піроксен — 5%, біотит — 1%.

Текстурна відзнака породи є поверстове розташування рожевувато-сірої породи серед основної зеленяво-сірої маси гнейсу.

Описана рогово-світнева порода констатована лише на одному з тих зразків, що були взяті з гори Перун.

Далі подаємо опис кількох зразків, де польовики репрезентовані лише плагіоклазами.

Зразок № 2 (6506)

За зовнішніми ознаками породи можна вважати за теніограніт; крім теніотекстури (політеніт) помітно ознаки динамо-текстури.

Основний тон забарвлення породи ясносірий з рожевуватим відтінком. Породи середньозерниста з не зовсім ізометричними зернами. Досить грубі (до 5 мм) зерна кварцу виділяються водяно-прозорими плямами на сір'яво-рожевому фоні породи.

Смугастість породи зумовлюється як рівнобіжно орієтованим розташуванням видовжених зерен темних мінералів, так і чергуванням яснорожевих просмужків з перевагою польовиків і кварцу з просмужками, що збагачені на темні мінерали.

Темні ділянки розташовані не лише у формі просмужків, а й у формі невеликих (до 20 мм) овальчиків-ксенолітів.

Ці темні ділянки й просмужки відповідають давньому асимільованому гнейсові, кількість якого не перевищує 45% породи; просмужки й ділянки своїм поверстовим розташуванням і надають породі смугастої текстури.

Плагіоклаз становить основну масу породи. Зерна здебільшого гіпідіоморфні; правильність огранування значною мірою порушена на контактах з кварцовими зернами і краще виявлена на контактах з хлоритом та між зернами самих плагіоклазів.

На тих зернах, що розбиті щілинами, спостерігається проростання їх хлоритом (по щілинах). Основність виміреного плагіоклазу досить велика; треба гадати, що вона властива лише для темних ділянок і просмужків породи, від яких узято уламок для шліфу.

Наслідки виміру одного з плагіоклазів такі:

| | | |
|--------|---|-------|
| В 1, 2 | { | Ng 72 |
| | | Nm 24 |
| | | Np 77 |

Це відповідає 40% An.

Основність плагіоклазу, густе розташування темних мінералів свідчить про значний вплив покрівлі на склад комплексної породи.

Кварц розташований у формі неправильних, сильно кородованих, розбитих по краях, зерен з виразним агрегатним загасанням. Помітні диференціювання породи на дільниці з перевагою польовиків і дільниці з перевагою кварцу.

На зернах кварцу різко відбиті процеси динамічного впливу, що діяли під час інтрузії.

Біотит трапляється зрідка в листочках, з не зовсім виразним плеохроїзмом, що пояснюється частковим звітренням мінералу.

На шліфі можна простежити переходи продукти від біотиту до хлориту. Плеохроїчне забарвлення малозачеплених звітренням листочків бурє в зеленявим відтінком по Ng та Nm і зеленяво-жовте по Np.

Епідот трапляється зрідка невеликими зернами, незалежно від зерен плагіоклазів.

Ng — Np 0,024

З вторинних продуктів перше щодо кількості місце займає хлорит; розташований у формі листочків з прямими лініями огранування, або в формі жилок по щілинах плагіоклазів. На деяких листочках помітні залишки мало зміненого біотиту.

Зрідка трапляються видовжені листочки мусковіту, а дрібні листочки серициту досить рясно вкривають зерна плагіоклазів.

Описані ознаки дають підстави віднести породу до політенітів (теніо-динамотекстура); в темних просмужках породи відбулася досить повна мігматизація; темні тони забарвлення зв'язані з продуктами асиміляції, в яких поглинена гранітною магмою маса становить значну домішку.

Більша кількість кварцу, що спостерігається на деяких ділянках породи, властива взагалі для порід мішаного типу, як то показано в працях проф. М. Безбородька („Контактные взаимоотношения гранитов и гнейсов, с. 144).

Зразок № 3 (6500)

Порода виразно мішаного типу, відповідає теніогранітові з переходом у деяких ділянках до мігматиту.

Основний тон забарвлення ясносірий з рожевим відтінком. Смугастість породи позначається чергуванням дрібнозернистих сірих з зеленявим відтінком просмужків та просмужками яснішого рожевуватого забарвлення з трохи грубшими зернами польовиків та кварцу.

Мало забруднені домішкою вихідної речовини блідо-рожеві ділянки розташовані в породі то в формі просмужків, то в формі неправильних овалів і лінз. На межах між окремими просмужками де-не-де помітно щілини.

Плагіоклаз становить понад 65% породи. Його зерна до 1,5 мм, часто гіпідіоморфні. На деяких зернах помітно зонарну структуру, що позначається неодноразовим загасанням різних ділянок зерна, а також нерівним ступенем

звітрення зон; на дослідженому зразку помітно більше звітрення в середніх зонах і менше на периферійних; це можна пояснити більшою основністю середньої зони, ніж периферійної.

Зонарну структуру плагіоклазів на дослідженому зразку помічається часто. Наслідки виміру двох плагіоклазів породи такі:

| | | | |
|-------|---|-------|----|
| В 1,2 | { | Ng 77 | 62 |
| | | Nm 18 | 86 |
| | | Np 76 | 29 |

Обидва плагіоклази відповідають олігоклаз-альбітові (понад 10% анортиту).

Кварц трапляється в породі майже виключно в формі видовжених тонких смуг, в яких зерна розташовані рядками без будь-якого правильного оптичного орієнтування; краї зерен досить рівні, без розламів; загасання здебільшого хвилясте, де-не-де слабо хвилясте. Становить понад 25% породи.

Епідо т розташований зрідка у зв'язку з зернами піроксенів та плагіоклазів.

Хлорит — зелений по Ng, майже безкольоровий по Nm, розкиданий листочками, на яких виразно виявлені щілини лупності. Являє продукт звітрення біотиту.

З другорядних щодо кількості мінералів можна спостерігати зерна сфену (групами по 2—3 зерна), листочки мусковіту та дрібні лусочки серициту в зв'язку з плагіоклазами.

Процес асиміляції відбувся досить повно при достатній кількості асимільованої речовини (понад 35%).

Зразок для шліфу взято з дрібнозернястого, ясносірого, з зеленим відтінком, просмужка породи. Складом він наближається до типового мігматиту: зразок мігматиту, що взятий з сколиць Кодацького порога, має такий склад: плагіоклаз — 75%, кварц 19%, біотит — 4,5%, хлорит — 0,20%.

Зіразок № 4 (6496)

В основній масі порода дрібнозерняста, щільна, блідорожевого забарвлення з ознаками верстуватості, при чому верстуватість зумовлена чергуванням більш дрібнозернястих просмужків з більш грубозернястими, майже без зміни або з дуже невеликою зміною кольорів; у породі аплітуваті проверстви затиснуті між грубозернястими, з перевагою кварцу.

Плагіоклазам належить перше щодо кількості місце. Здебільшого їх зерна неправильної форми, зрідка гіпідіоморфні. Один з вимічених зразків належить до олігоклазу; для нього:

| | | | |
|-------|---|-------|--|
| В 1,2 | { | Ng 80 | |
| | | Nm 12 | |
| | | N 86 | |

Кварц представлений неправильної форми зернами, зрідка видовженими. Часто можна бачити вrostання одних зерен у другі за допомогою відростків; на краях помітно роздрібнення зерен з мостуватим загасанням.

Авгіт трапляється дуже зрідка (2 зерна) у формі правильних кристалів, розбитих щілинами, із слідами звітрення; з країв зерен виявляються переходи до біотиту й хлориту. Темнувато-фіалкове забарвлення свідчить про наявність Т Ог в авгіті.

Біотит здебільшого має видовжені листочки; забарвлення темнозелене по Ng та Nm і ясножовте по Np. Листочки часто розташовані в щілинах між зернами плагіоклазів. Біотит значною мірою звітрений з переходом до хлориту.

З другорядних мінералів зрідка трапляється мусковіт та листочки серициту на зрєнах плагіоклазів.

Зразок № 5 (6498)

Зразок узято з ділянки, що текстурою відповідає теніогранітові. Загальне забарвлення породи рожевувате з де-не-де зеленим відтінком. В основній масі порода середньо-зерниста, складається з блідорожевих, подекуди сірих зерен польовиків, грубих водявопрозорих зерен кварцу та скупчень темних мінералів, розташованих просмужками й жилками серед інших зерен.

На деяких ділянках темні мінерали переважають.

Привертає увагу значна кількість кварцу, зерна якого в деяких місцях сконцентровані у вигляді невеликих гнізд.

Можна спостерігати також невеликі ксенолітики (до 15 м) поглиненої породи (гнейсу), в якій переважає звітрений біотит.

Кварц становить основну масу породи. Зерна неправильної форми, розбиті щілинами, на контактах розчавлені; на контактах можна бачити й проростання одних зерен другими. Максимальний розмір зерен понад 3 мм.

Плагіоклаз займає в породі друге щодо кількості місце. Зерна здебільшого гіпідіоморфні, досить грубі (до 1,5 мм), з невиразним двояковим штрихуванням замаскованим продуктами звітрення.

В мінерал зрідка включені ідіоморфні зерна кварцу.

Епідот трапляється зрідка, самостійними зернами з правильними формами огранування.

Біотит. Листочки неправильної форми з виразними, часто зігнутими, щілинами. Дрібні листочки на деяких ділянках розташовані досить густо.

Забарвлення буре по Ng та Nm і бураво-жовте по Np. З біотитом зв'язаний хлорит. Зрідка трапляються невеликі листочки мусковіту.

Зразки №№ 2, 3, 4, 5 являють приклади мішаних порід, у складі яких немає рогової світні; основні складники є плагіоклази та кварц, К-польовиків зовсім немає. Смугаста текстура виявлена виразно. Ці мішані породи мають у складі значну домішку гнейсового матеріалу і належать до мігматитів та теніогранітів, що стоять поряд з мігматитами.

В породах, які описано далі, до складу польовиків, крім плагіоклазів входять також ортоклаз і мікроклін; і в цих породах є домішки поглиненої речовини, але значно менше, ніж в описаних вище.

Ділянки, з яких узято зразки, відповідають тим членам ряду теніогранітів, що стоять близько до нормальних гранітів.

Зразок № 6 (6495)

Блідорожева порода, грубозерниста, зерна до 10 мм завгрубшки. Головна маса породи складена з польовиків, між якими розташовані видовжені паралельно орієнтовані зерна кварцу.

Плагіоклаз становить основну масу породи; його зерна гіпідіоморфні, грубі, розбиті щілинами, що орієнтовані паралельно з двояковим штрихуванням.

Виміри семи зразків дали такі наслідки:

| | | | | | | | | |
|--------|----|----|----|----|----|----|----|----|
| В 1, 2 | Ng | 79 | 75 | 83 | 81 | 78 | 72 | 67 |
| | Nm | 11 | 17 | 7 | 13 | 10 | 19 | 24 |
| | Np | 89 | 86 | 86 | 88 | 83 | 88 | 80 |

Вимірені зразки належать олігоклазові. На деяких зернах виразно виступає зонарна структура, особливо поряд з зернами мікрокліну. На зернах плагіоклазів помітно досить рясні включення ідіоморфних зерен мікрокліну.

Динамічний процес позначився у хвилястому загасанні зерен та скривленні двоякового штрихування, особливо на краях зерен. Становить 45% породи.

Кварц розташований у породі зернами неправильної форми в взаємним проростанням на контактах. Краї зерен майже всюди розчавлені; поруч з цим помітно різко хвилясте до агрегатного загасання. Становить понад 42% породи.

Мікроклін трапляється дрібними (до 0,24 мм) зернами неправильної форми або як самостійний матеріал, або як включення в плагіоклази. Зерна досить свіжі з виразною сітчастою структурою. Трапляється зрідка; становить понад 10%.

Ортоклаз — зовсім зрідка, невеликими (до 0,25 мм) зернами, на яких видно пертитові вrostки.

Зовсім зрідка, невеликими поодинокими гніздами розташований у породі біотит.

Складом ця порода значною мірою наближається до нормального рожевого граніту дніпрівського типу. Для порівняння подаємо склад двох зразків граніту; в них один узято в околицях с. Василівки (проти Ненаситецького порога), а другий — в околицях с. Чаплів (проти Кодацького порога). Перший зразок: кварц 42%, ортоклаз 23%, мікроклін 22%, плагіоклаз 12%, біотит 0,5%, мусковіт 0,2%. Другий зразок: кварц 39%, ортоклаз 18%, мікроклін 16%, плагіоклаз 19%, біотит 7%, мусковіт 1%.

Як видно з порівняння, описана мішана порода має в складі чимало плагіоклазів і значно менше К-польовиків.

Зразок № 7 (6504)

Порода виразно смугаста, при чому сірі й рожеві смуги досить різко відмежовані. На темносірих ділянках породи помітна дрібна смугастість, зумовлена наявністю тонких рожевих просмужків активної речовини.

Досить грубі зерна польовиків подекуди створюють порфіривату структуру породи.

Кварц становить основну масу породи. Його неправильної форми зерна дуже кородовані, розбиті щілинами на ділянки з порушенням оптичного орієнтування в них.

Значна частина кварцу представлена агрегатами дрібних (до пилюватих) зерняток, межі яких інколи трудно помітити. Загасання різко хвилясте становить 44% породи.

Ортоклаз і мікроклін кількістю займають друге місце після кварцу. Зерна ортоклазу до 0,60 мм завбільшки, неправильної форми; майже на всіх спостерігається пертитові вrostки; мікроклін і ортоклаз представлені в однаковій кількості, разом становлять 32% породи.

Плагіоклази трапляються досить грубими зернами, становлять понад 23% породи.

Зразок для шліфу взято з ділянки рожевого забарвлення: складом вона наближається до породи майже чистого типу, з незначною домішкою поглиненої речовини.

Поруч з такими ділянками на тому самому зразку видно виразно мішану породу з чималим вмістом поглиненої речовини.

Сіра частина породи зовнішніми ознаками являє майже типовий мігматит; отже зробити мікроскопічне його дослідження не довелось.

Поданий описовий матеріал доводить, що масив гори Перун становить поверхневу фацію гранітової магми, в якій формувались типові мішані породи; між ними можна простежити переходи від порід покрівлі до майже чистої гранітової магми.

¹ Визначення мінералогічного відсоткового складу порід зроблено за допомогою мікрометричної сітки, при чому визначалося склад на десятих ділянках кожного шліфу.

Серед порід масиву можна знайти гнейси з незначними лише домішками гранітної магми (міграційні гнейси); зразок № 1 являє приклад такого гнейсу; з типових мішаних порід до складу масиву входять: мігматити, теніограніти з наближенням до мігматитів (зразок № 3), типові теніограніти (зр. № 5), теніограніти з наближенням до граніту (зр. № 6), мало змінений домішкою граніт (зр. № 7); трапляються також аналогічні з теніогранітами — теніопегматити й теніоапліти.

З опису видно, що мінералогічний склад мішаних порід міняється залежно від кількісного взаємовідношення поглиненої речовини й активної маси (гранітної магми); до складу однієї з вихідних речовин — гнейсу — входить чимало рогової світні; до складу другого крайнього члену граніту входять переважно: кварц та ортоклаз з мікрокліном; плагіоклазу небагато.

Утворення мішаної породи супроводиться зниканням рогової світні та збільшенням кількості плагіоклазів; у тих членів мішаних порід (теніогранітів), що стоять ближче до мігматитів, склад характеризується відсутністю ортоклазу й мікрокліну. Ці мінерали в'являються в складі тих теніогранітів, що складом стоять ближче до граніту.

Розподіл з цим помітна і зміна основності плагіоклазів: основніші плагіоклази входять в склад мігматитів і близьких до них теніогранітів.

Асиміляція захопленої інтрузією речовини на різних ділянках порід відбулася неоднаковою мірою. Подекуди обидві вихідні породи втратили свої ознаки, подекуди можна спостерігати майже не змінений гнейс поряд з активною масою.

Активна маса представлена рожевим гранітом, а також часто віджимками гранітної магми, що утворювалися в момент її застигання при наявності мінералізаторів.

Ці магматичні рештки майже в рівній кількості представлені аплітами й пегматитами; вони часто заміщають гранітну магму в комплексних породах.

ZUSAMMENFASSUNG

Das Massiv der Insel Perun besteht vorwiegend aus den gemischten Gesteinen die in den oberen Zonen des Granitmagmas bei dem Kontakte des letzteren mit den alten Gneissen gebildet worden sind. Die Intrusion des Magmas in die Gneisstrecke trug zur Bildung der gestreiften Gesteine bei, die von verschiedenen Autoren als Granitgneisse, Gneisgranite, gestreifte Odsteine u. and. bezeichnet wurden.

Prof. Besborodko schlug in seiner Abhandlung „Dynamogranite, Schistogranite und Teniogranite“ eine neue Terminologie für die gestreiften, gemischten Gesteine vor, nämlich: Dynamogranite, Schistogranite, Teniogranite. Er bezeichnete damit die Verbindung zwischen den Textureigentümlichkeiten des Gesteins, und den petrogenetischen Ursachen, deren infolge das Gestein gebildet wurde. Diese neue Terminologie annehmend, können wir sagen, dass die Gesteine der Insel Perun in ihrer grundlegenden Masse aus Teniograniten zusammengesetzt sind, d. h. aus den Gesteinen, in denen die Quantität des absorbierten Stoffes nicht mehr als 35% bildet.

Hier finden wir weniger Migmatite und Gesteine, die ihrer Zusammensetzung nach den reinen Gneissen nahe stehen.

Unter Teniograniten kann man jedoch den Übergang von den Gliedern, die den Migmatiten nahe stehen, zu den Gliedern, die sich den Graniten nähern, beobachten. In den Gesteinen des Massivs werden also fast alle Übergangunterschiede zwischen zwei extremen Gliedern: Graniten und Gneissen angetroffen.

І. Сагайдак

Умови ін'єкційного метаморфізму в околицях м. Городниці

I. Sahaidak

The Conditions of Injection Metamorphism near the Village Gorodnitsa

Влітку 1929 року, досліджуючи пегматитові родовища Городницького району на Коростенщині, я поставив собі завдання вивчити геологічно-петрографічні умови уложення пегматитових жил, а це було важливо і для виявлення їх характеру та генезису, і для технологічної характеристики та обчислення запасів. У процесі роботи виявилось, що даний район має інтерес для докладнішого геологічно-петрографічного вивчення, чому я й приділив відповідну увагу¹.

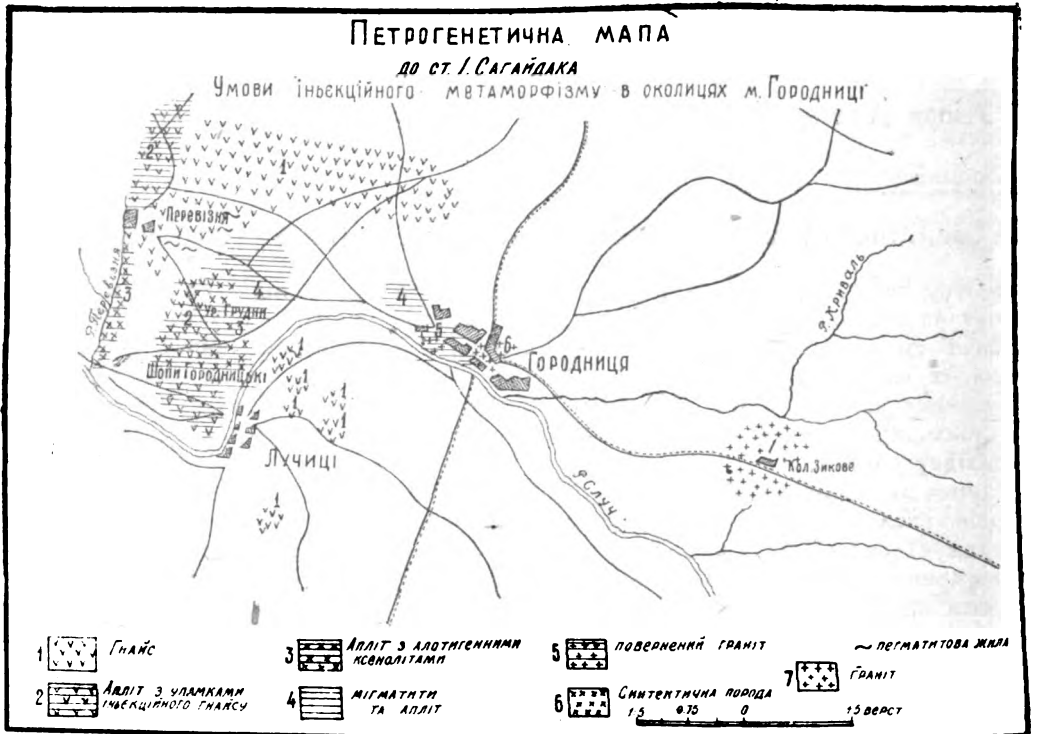
Думка про ін'єкційний контактметаморфізм Української кристалічної смуги, вперше висловлена В. І. Лучицьким та А. Павловим, щодалі більше стверджується новими дослідженнями. Мало не кожне нове геологічно-петрографічне дослідження кристалічних порід на Україні подає факти, що промовисто свідчать про вплив ін'єкційного контактметаморфізму на сучасний вигляд Української кристалічної смуги. Ці впливи позначилися й на відміні давніх порід первісної земної кори, і на тих магмах, що вибухали на терені кристалічної смуги. В наслідок взаємодії магми, що вибухала, та давніших порід, що вкривали її, творилися нові комплексні породи — ін'єкційні гнейси, асимільовані породи, мігматити, атерити, що своєю одразу і подібністю з попередніми вихідними породами і відміною від них довго не давали дослідникам змоги прибрати для них відповідні терміни, і сходили під назвою то граніто-гнейсів, то гнейсо-гранітів.

Щодалі то все частіше відкриваються нові дільниці мігматизації і дають нові докази поширення цього явища на терені кристалічної смуги. Досить нагадати, що і в літературі, і на наукових засіданнях все частіше чуємо про спостереження явищ ін'єкційного контактметаморфізму. Такі факти подає Ю. Г. Дуб'яга з Криворіжжя, О. Г. Мілай з Мелітопольщини та Маріупольщини, Л. Г. Ткачук з узбережжя р. Росі, професор В. Н. Чирвінський з Київщини, М. Безбородько з Дніпропетровщини. З'ясуванню явищ мігматизації, ін'єкційного контактметаморфізму чимало допомогло й допомагає застосування нових методологічних петрогенетичних засад у петрографії. Цей підхід застерігає від тлумачення складних комплексних порід як одної породи.

До числа дільниць, де яскраво виявився ін'єкційний контактметаморфізм можна зачислити околиці м. Городниці. Досліджений район лежить уздовж р. Случі та лівого берега правого допливу її р. Перевезні (що на триверстовій карті позначена Перев'язня), або між м. Городницею та с.с. Перевезня й Лучиці з одного боку і м. Городницею та кол. Зиковим у протилежному

¹ В дій роботі іноді давав свої поради М. І. Безбородько, за що висловляю йому свою вдячність.

напрямку з другого. Цей район становить одну з дільниць північного краю Української кристалічної смуги в межах Радянської України. Рельєф місцевості досить рівнинний, але там, де поширені кристалічні породи та піскові нанесення, він набирає характеру злегка хвилястого. Достатнє зрошення та гідрографія району обумовили оздоблення краєвиду великими густими



сосновими лісами, що наближаючись до річок створюють надзвичайно мальовничу картину. Це південний край Полісся. На карті, доданій до праці професора Ласкарьова (6), помічено, що цей район входить у склад низини „власне Волинського Полісся“.

До р. Случі та р. Перевезні місцевість падає подекуди досить круто. Долина р. Случі на даній дільниці не широка. Пійма тягнеться вузькою смугою по обидва береги річки. Правий берег р. Случі (а зрідка й лівий) від Городниці до устя р. Перевезні часто обривають відслонення комплексних порід, які нижче м. Городниці та вище устя Перевезні, тягнучись через русло річки, творять пороги. Міклуха-Маклай у своїй праці (12) та на прикладеній до неї карті, відповідно до своїх поглядів, позначив тут гнейси, і поділяє їх на дрібнозернисті та просто гнейси. Наші спостереження доводять, що на всьому зазначеному просторі поширені комплексні породи, а на протилежних кінцях (див. карту), віддалених на 9—10 км є їх вихідні: інжекційний гнейс та граніт. І вихідні, і їх витвори становлять основу для пізніших геологічних відкладів, — це для сусідніх місцевостей відзначає також у своїх працях акад. П. А. Тутковський (20). І природні відслонення, і численна кількість шурфів доводять, що гнейси та комплексні породи найчастіше приріді поширеними в цьому районі польодовиковими беззазначеними пісками. Піски не верстуваті, здебільшого сірі, іноді сіро-жовтаві або рудаві, середньозернисті, здебільшого ріжкаті. Такі піски особливо поширені на N та NO від м. Городниці понад шляхом до залізничної колії. Тут ці піски творять

іноді невеликі горбуваті піднесення, що сталися, очевидно, в наслідок перевиювання. Такі піски спостерігаємо також у напрямку на кол. Зикове і далі на О, де їх для сусідніх місцевостей відзначає акад. Тутковський (18).

Грунтова поволока в цих місцях найчастіше тонка—30—40 см, виявлена темносірим піскуватим ґрунтом. Левченко (8) утворення цих ґрунтів значною мірою пояснює наявністю задрового краєвиду. В місцевості, що лежить на NO за ур. Попівка, ґрунтова поволока виразно дернова. На дільниці між Городницею та с. Перевезнею часто ґрунт безпосередньо лежить на звітрілому до стану жорсткої гнейсі або комплексній породі, а піски часто зв'язні. Частенько в шурфах на межі ґрунту та давнішої породи (гнейсу або комплексної) спостерігаємо різного розміру, від 3—4 мм і до 4—5 см, кусні кварцу. Вони здебільшого ріжкаті, ребра стерті. Ці уламки становлять, очевидно, продукт звітрювання місцевих порід. У своїй праці (19) акад. Тутковський зачислює дану дільницю до безнаметневої країни, що також зазначено на доданій до праці Ласкар'ова (6) карті.

Найдавніші породи даного району є гнейс, граніт та комплексні породи. Наводимо опис відслонень.

Гнейс, найтипівший, але все таки місцями іньєкований, поширений на N. NO від с. Перевезні в казенному лісі в ур. Одрик, Попівка, Пастушкове, Багно, Цегельня та на S від с. Перевезні до с. Шоп Городницьких; мало не всюди його вкриває ґрунтова поволока; тільки розвідкові шурфи, кар'єри пегматитових вирібок та зрідка криниці свідчать про поширення тут зазначеного гнейсу; в природних відслоненнях у звітрілому стані його спостережено в одному випадку в урвищах лівого берега р. Перевезні проти південного кінця села тієї ж назви. Слід відзначити, що дільниці поширення гнейсу часто мають помітне зниження проти дільниць комплексних порід. Така різниця в рельєфі пояснюється тим, що комплексні породи стійкіші щодо чинності звітрювальних факторів та розмивання, ніж звітрілі іньєкційні гнейси. Грунтові води, які доводять шурфи та криниці, залягають мілко, іноді на 1—1,5 м від поверхні. Спостережено випадок заболочення на схилі (біля садиби Доленка Йосипа); це пояснюється незгідним паданням гнейсу щодо схилу: схил падає на NW, а гнейсова лупакуватість на SO, тому ґрунтова вода підходить лупакуватістю і створює заболоченість.

Дільниця поширення гнейсу заросла густим, переважно сосновим лісом; серед нього часто подибуємо густі кущі неодмінного сусіли кристалічного ландшафту на Поліссі—Кавказьку красуню—*Asalea pontyca*.

Найтипівший біотитовий гнейс можна спостерігати в кар'єрі ур. Одрик, проти садиби Доленка Граціана, де місцеві селяни добували пегматит для Городницької порцелярні. Кар'єр по окремих місцях сягає глибини близько 2—2¹/₂ м до рівня води. Відслонення виразніші на південному краї західної частини кар'єру, де вони творять майже вертикальну стіну, похилену злегка на кар'єр. Гнейс тонкозернистий, біотитовий, темносірий, помітно звітрілий, не всюди має виразну лупакуватість, що орієнтована NO: 73, а падає SO: 163° під $\angle 43-44^\circ$. Є випадки, що спостережено тонкі лусочки графіту. Подекуди помічаємо дільниці ледве помітно сіріші через збільшення кількості плагіоклазу,—це свідчить про вплив магми; разом з тим помічаємо і механічне вдирання магми у вигляді тонких або грубших іньєкційних просмужок, що мало не завжди йдуть паралельно лупакуватості. Ряд шурфів, поставлених проти кінця кар'єру (з S боку), виявив особливо яскраву картину моментів смугастого іньєкування гнейсу; подекуди ясні смуги, що відповідають ясносірому аплітові, переважають над гнейсом і мають у собі тоненькі просмужки його,—цій комплексній породі найбільше відповідає назва мігматиту. Іньєкований гнейс має вигляд стрічкуватого гнейсу-*adergneis*. На контакті з жилою частенько спостерігаємо збільшення біотитових лусочок до 2—5 мм і більше. Те саме іноді помічаємо на контакті з іньєкційними просмужками,

але в меншому розмірі. Гнейс прорізує груба пегматитова жила, що її простягання відповідає випростуванню кар'єру, і орієнтована сливе на ОВ. Жила завдовжки 252 м і завглубшки 0,46—1,24 м. В центральній частині має прожилок польового скалинцю до 10—15 см завглубшки. Серед пегматиту частенько трапляються аплітові, апліто-пегматитові вилучення.

Пегматит грубозернястий: польовий скалинець кремово-каолінового або, за Лисенком та Назаревичем (14), попелясто-сірого кольору, відповідає мікроклінові, мікроклін-пёртитові та дуже рідко ортоклазу-мікропертитові. Кварцові зерна ясносірі; чимало мусковіту, частенько трапляється турмалін цілими витягненими кристаликами. Пегматит помітно каолінізований. Лусочки мусковіту часто ясножовтявого забарвлення і найчастіше розсіяні по всій масі.

На SO від сіножати Лисовського Левка в ур. Одрик є другий пегматитовий кар'єр відповідно до жили, що орієнтована сливе на ОВ. Пегматитова жила більш вибрана тільки в східній частині, де й спостерігаємо вирібки до 2 м завглибшки. Гнейс має такий вигляд, як і в першому кар'єрі, лупакуватість його орієнтована на NO:78°, падає на SO:168 під \angle 58—61°, подекуди має скибувату будову.

Характер впливу аплітової магми ідентичний з описаним у попередньому кар'єрі. По окремих місцях гнейс тут, як і в першому кар'єрі, має вигляд асимільованого та тонко-ін'єктованого, іноді набирає вигляду очкуватого гнейсу. В першому кар'єрі кількість тонких ін'єкційних просмужок доходить 4, 10, 12 на 5 см, а загалом можна спостерігати просмужки завглубшки від 0,5 мм до 5—8 см. Ін'єкційні просмужки спостерігаємо найчастіше згідно з лупакуватістю гнейсу, але подибуємо й такі, що перетинають його під кутом.

Матеріал ін'єкційних просмужок — ясносірий середньозернястий апліт; біотиту в ньому трапляється дуже мало. Між зернястістю аплітових просмужок та їх грубиною завжди спостерігається паралельність (залежність): донайтоншим просмужкам відповідає тонкозернястий апліт, в грубіших спостерігаємо апліт середньозернястий, а в просмужках на 5—8 см матеріал частенько наближається до апліто-пегматитової текстури. Ін'єкційні просмужки часто зігнуті, зигзагуваті, розірвані пофалдовані, — приклади цього найкраще показує шурф № 24 в ур. Одрик та шурф № 5 на Багні (на NO від ур. Попівки).

Як показують вирібки, деформованість гнейсу спостерігаємо найчастіше ближче до пегматитових жил. Жорства помітно асимільованих дільниць тим грубша, що більше виявився процес асиміляції і тому часом своїм виглядом наближається до гранітової жорстви. Отже не дивно, коли звітрілі комплексні породи іноді також помилково приймають за продукти руйнування гранітів. Ділянки, що хоч і пережили вплив контактного метаморфізму, але не зазнали додавання аплітової речовини, при звітруванні дали характерний тонкозернястий у звітрілому стані макухуватий матеріал.

Біотитовий гнейс, аналогічний до описаного і теж часто й помітно зачеплений впливом ін'єкційного метаморфізму, спостережено в шурфах та кар'єрах в ур. Попівка, Пастушкове, Багно, що лежать на NO від описаних відслонень, а також в шурфах на полі Жигадла в с. Шопак Городницьких. Всі ці відслонення належать, очевидно, до однієї суцільної дільниці. Мало не всі вирібки-шурфи, поставлені в різних місцях на Лучицьких полях та в Лучицькому лісі для виявлення жильних родовищ, показують нам такий самий гнейс, тільки більше чи менше метаморфізований. Міклуха-Маклай (12) для Городниці називає дрібнозернястий та дволосняковий гнейс; і за текстом, і за картою виходить, що Міклуха-Маклай так визначає описані вище комплексні породи, що про них мовитиметься далі. Гнейси, як уже зазначалося, часто прорізани пегматитовими жилами.

Мікроскопічний опис (955, 1212, 1211). Темносірий гнейс дільниць без видимих ознак ін'єкційного метаморфізму. Під мікроскопом має кристало-

бластичну зернисту структуру, що має вигляд гранобластичної і ніби наближається до бластогранітової. Склад породи в порядку зменшення кількості мінералів має такий вигляд: кварц 42,52%, біотит 30,54%, плагіоклаз 26,52%, що становлять головні складові частини, та магнітит, бур. залізняк, апатит, гранат — другорядні складники. Розмір зерна хитається між 0,04—0,6 мм, а включення апатиту та гранату доходять 0,01 мм (див. таблицю I). Механічні деформації помітно виявлені у вигляді різкого хвилястого загасання кварцу, тріщинуватістю його зерен, зігнутістю лусочок біотиту та хвилястим загасанням його й плагіоклазу. Кварцові зерна різної форми, здебільшого опуклі, але часто трапляються кутуваті уложені щільно, іноді тріщинуваті, поділені на часточки, що часто мають нахил загасати одночасно. Загасання кварцу переважно різке хвилясте, і це надає йому іноді вигляду мозаїчної будови. Має включення зерен апатиту, спостерігаються випадки занурення в нього зерен плагіоклазу. Своєю кількістю кварц то переважає біотит, то поступається перед ним; він майже завжди алотріоморфний.

Біотит становить завжди значну частину породи, а іноді переважає кількістю; кварц мало не завжди більш ідіобластичний, ніж інші мінерали. Лусочки найчастіше витягнені, орієнтовані в одному напрямку, лупність виявлена виразно, іноді кінці лусочок ніби обірвані, роз'їдені і в них ніби занурюється то кварц, то плагіоклаз. У збіжному світлі дає виразну фігуру одноосевого мінералу. Трапляються включення і довкола них виразні плеохроїчні обідді. Включення іноді відповідають гранату. Лусочки іноді злегка зігнуті і мають хвилясте загасання:

Плеохроїзм виразний $N_g = N_m > N_p$ Плагіоклаз ста-
темнодинамоновий яснодинамоновий.

новить теж досить значну частину породи, більш ідіобластичний, ніж кварц; кристали його часто орієнтовані згідно з лусочками біотиту, і цьому часто відповідає двоякова полісинтетична будова за альбітовим законом вузькими смужками. Іноді має хвилясте загасання, подекуди ознаки руйнування: мутнений, каолінований, усіяний дрібнесенькими лусочками серициту, що яскраво поляризують, має іноді включення зерен апатиту та гранату. Плагіоклаз відповідає рядові від альбіту-олігоклазу до андезину, оптичні властивості його — загасання:

| | | |
|--|---------------------------|--------------------|
| N 955 на (010) 9, 10, 13, 14 | $chm + 2V + 84$ | } альбіт-олігоклаз |
| N 1211 на (010) 8, 13, 12, 11 | $chm + 2V + 82$ | |
| N 955 на (010) + 7, + 8 | $chm - \text{олігоклаз.}$ | } андезин. |
| N 1112 на (001) 8, 11, 13 | $chm - 2V - 84, - 88$ | |
| „ на (001) - 2, - 3 | $chm + 2V + 88$ | |
| | $N_g - N_p = 0,0067$ | |
| N 1211 За метом Фуке | | |
| загасає $\perp \alpha$ $69^\circ \pm \gamma$ | 8, 10 2V + 86 | |

Магнітит рідко, витягненими зернами і зв'язаний з біотитом; поруч з ним та по тріщинах зрідка трапляється плямами бурій залізняк.

Апатит то круглястими зернами, то витягненими короткими стовпцями, має виразний рельєф, інтерференційна барва подібна до кварцу, подовження негативне; трапляється частіше, ніж ідіоморфне включення, в плагіоклазі та кварці $N_g - N_p = 0.0037$.

Зерна гранату не впливають на поляризоване світло.

Наявність цих мінералів до певної міри свідчить про вплив контактного метаморфізму.

Гнейс з тих самих кар'єрів, але з помітними ознаками просякання магми та механічного вдирання її тонкими, до 1 мм завгрубки, просмужками, то грубшими, до 5—6 мм (№№ 1221, 1461, 1462). Структура, як і в попередньому,

Мікроклініноді в рівних частках з плагіоклазом, і його значно більше ніж у № 1462; виразно решітуватий; трапляються пертитові вrostки кислого плагіо-оклазу та зрідка кварцу.

Кварц має хвилясте загасання.

Плагіоклаз також виявляє ознаки механічних деформацій: полісинтетичні доюки, іноді зігнуті, мають хвилясте загасання. Плагіоклаз, як і мікроклін, злегка мутненький, в наслідок руйнування, обидва мають ознаки каолінізації.

$$\left. \begin{array}{l} \text{Загасання на } (010) \quad 12', 13' \\ \text{на } (001) \quad + 2' \\ \quad \quad \quad + 3' \end{array} \right\} \text{ альбіт-олігоклаз.}$$

$$\left. \begin{array}{l} \text{на } (001) \quad + 4' \\ \text{на } (010) \quad + 9' \end{array} \right\} \text{ олігоклаз.}$$

Біотиту дуже мало, близько 1—1,5% виступає дрібними лусочками; плеохроїзм

$$\begin{array}{ccc} \text{Ng} = \text{Nm} & > & \text{Nr} \\ \text{темноцинамоновий} & & \text{ясноцинамоновий} \end{array}$$

Мусковіт виявлений витягненими лусочками, має яскраву інтерференційну барву; плеохроїзму непомітно, загасання пряме.

Гранат трапляється рідко і переважно ідіоморфними включеннями в плагіоклазі; на поляризоване світло не впливає.

Отже з аналізу цих аплітових прожилків, як показує табл. I, помічаємо, що дальший ступінь інжекційного метаморфізму позначається збільшенням кількості лугів у вигляді мікрокліну.

Хімічну характеристику дає хіманаліз зразка № 919 (див. с. 103).

Гнейси на описаній дільниці, як уже зазначалося, часто поорізані пегматитовими жилами різної глибини. Чимало з цих жил уже вибрані на велику глибину (на землі Лісовського Левка, Доленка Йосипа), а деякі давно експлуатують і постачають ще й тепер пегматитову сировину Городницькій порцелярні, що працює на місцевій сировині понад 130 р.

Цікаво відзначити той факт, що всі досліджені жили цього району (близько 35) мають простягання дуже близьке до OW, а спадають завжди на SSO, — це свідчить про певний тектонічний напрямок. Докладніший опис зазначених пегматитових родовищ подамо окремо.

На схід та на SO від с. Шоп Городницьких в ур. Грудках та Плесі вздовж шляху на м. Городницю та понад правим берегом р. Случі розкидані в хаотичному порядку багато відслонень комплексних порід — мігматитів, еруптивних брекчій, сірого апліту та асимільованих порід. Уся ця місцевість помітно підноситься над заливною терасою р. Случі та над дільницею, де поширений описаний гнейс.

Штучних відслонень майже цілком не спостерігається, бо комплексні породи на більш-менш значне будівництво не придатні, а для господарчих потреб селяни беруть окремі уламки; отже для опису взято найприродніші відслонення, що їх часто важко буває прив'язати до вихідного пункту.

Метрів за 250 на NW від нижнього перевозу на с. Лучиці над шляхом з с. Шоп Городницьких, на схід до Случі, у каменярні відслонюється порода, що дільницями то темніша, то ясніша. Темні, помітно просякнуті продуктами флакідної магми, але ще не позбулися свого вигляду гнейсу, а ясні дільниці становлять продукт значнішої асиміляції тією ж магмою сірого біотитового гнейсу. Комплексну породу ділить система горизонтальних та вертикальних щілин; і через це вона ламається не грубими плитками. Щілини окремостей орієнтовані на NW 280, 285, 300, 303, 305 і подекуди виразно дугасі. Н-й виразніше простягання площин на NW 310, що спадає на SW 220 під $\angle 67^\circ$, має виразні площини сповзання, на них ясні ознаки тиснення. Стіна має

чимало тріщин, що йдуть у різних напрямках. Метрів за 300 на SO від SO краю Шоп Городницьких помітно підноситься ур. Грудки з багатьма відслоненнями; на початку майже останньої садиби лежить підвищення з багатьма окремими верховинами. Тут спостерігається ясносірий середньозернястий апатит приземкуватими заглаженими щовбами (ніби перепічкуватими) виразно флюїдної текстури, з часто помітними слідами асимільованого гнейсу (див. мал. 4), досить часто з виразно орієнтованими лусочками біотиту; іноді спостерігається зеленкувато-синявий апатит та виразні кристали рожевого гранату-альмандину. Між цими відслоненнями є такі, що мають виразний вигляд асимільованої породи та тонко-ін'єкованого асимільованого гнейсу.

Асимільовані породи часто мають виразне скибувате уложення подібно до гнейсу (див. фото 1). Скибки часто потрошені, зім'яті, пофалдовані, завбільшки від 0,5 м, а іноді сягають до 10—15 м. Вони мало не завжди орієнтовані на NO. Геологічні умови їх уложення серед асимільованих порід та серед відслонень зазначеного апліту говорять за те, що це будуть більших чи менших розмірів гнейсові ксеноліти автигенного характеру, що до них, за проф. В. Чирвінським та Niegli, і підходить найкраще назва еруптивних брекчій (див. фото 2).

Зазначені скибки та уламки часто ін'єковані, при чому можна спостерігати найрізноманітніші прояви ін'єкційного метаморфізму: тип породи гранітвованої, подібної до ін'єкційного гнейсу (фото 3), але без зовнішньо видимих ознак механічного вдирання аплітової магми; виразно ін'єковані ніби очкуваті гнейси (фото 4, зразок 1108), смугнасті ін'єковані гнейси — *adergneis* — стрічкаті гнейси включно до глибоко асимільованих порід, які мають лише натяк на те, що вони поглинули гнейс (див. фото 5). Можна дати послідовну гаму переходів від одного типу до другого.

Грубина ін'єкційних просмужків сягає від 0,5 мм до 6—7 см. Часто на тому самому зразку помічаємо переходи від тонких до грубих ін'єкційних просмужків. Проведені обміри виявили, що на 5 см припадає 12, 16, 21 і навіть 26 ясних просмужків. Ін'єкційні просмужки, разом з породою, часто пофалдовані, зігнуті, розірвані. Отже тут спостерігаються моменти і механічного вдирання аплітової магми, повільного просякання її в біотитові гнейси. Ін'єкційні просмужки виявлені ясносірим, мало не білим дрібно- або середньозернястим аплітом, що іноді має в собі маленькі кристалички рожевого гранату та апатиту.

Крім гострокутних, спостерігаються обтоплені ксеноліти того ж таки біотитового гнейсу (див. фото 6). Тут таки, на цій самій дільниці, знайдено уламок гнейсу, поширеного в цьому районі, а в ньому — стороннє тіло тонкозернясте, зеленкувато-сіре кварцитувате, розміром $6 \times 8 \times 12$ см (має форму еліпсоїда) (фото 7). В центрі тіло має цілком вигляд кварциту, побудоване з дрібних зерен, має черепашкуватий злам, центр посередині перетинає кварцовий просмужок 2 мм завгрушки, рідко сліди інфільтрації лімоніту. В центрі має колір сіро-рудий, далі до периферії зеленаво-сірий, що далі переходить у кварцито-сірий і гнейсо-сірий.

Усе тіло складається ніби з оболонки тиснення, і при розбиванні має назва колотися по цих оболонках. Гнейс обволікає стороннє тіло з усіх боків, при контактні частини його лежать паралельно до сфери тіла і мають вигляд ніби розпертих; це є, очевидно, наслідок того, що рівномірність впливу динамометаморфізму гнейсу порушилася на даній дільниці — натрапивши на це тіло гнейс на міг рівномірно стискатися. Стороннє тіло це, очевидно, ксеноліт шодо даного гнейсу.

На O та NO від згаданої каменярі біля перевозу, на сусідніх горбах також спостережено відслонення скиб та гострокутних уламків дрібнозернястого темносірого біотитового гнейсу. Скиби сягають близько 10 м, орієнтовані на NW 302, 305 падають на SW 312 під $\angle 81^\circ$, а на сусідньому горбі вони орієнтовані на NW 295, спадають на SW 205 під $\angle 78^\circ$.

В напрямку від цього пункту і до SO краю Шоп Городницьких такі самі уламки та скиби інъекційного гнейсу, часом асимільовані, гострокугні, орієнтовані ксеноліти. Ці скиби є також не що інше, як гострокутні ксеноліти, розміщені серед згаданих уже мігматизованих аплітів.

Польові спостереження показують, що дільниця в межах зазначених пунктів характеризується поширенням гострокутних ксенолітів серед асимільованих порід та аплітів. Ксеноліти майже завжди орієнтовані, при чому близько до одного напрямку і, порівнюючи з гнейсовою дільницею, різниця не велика. Ймовірно, що ця різниця свідчить про те, що гнейсові ксеноліти встигли трохи повернутися після завалення покрівлі.

Мікроскопічний опис. Гострокутні гнейсові ксеноліти ніби без видимих ознак механічного вдирання аплітової магми (765, 777) або ледве помітними двома-трьома просмушками і виразно помітним інъекційним просмушком (779—а), що нагадує *lit par lit*, але тут було і *imbibition*, і *injiction*. Структура кристалобластична скидається часом на бластогранітову. Мінерали в порядку зменшення кількості їх розміщуються (див. таблицю) так: кварц, плагіоклаз та біотит, що становлять головну масу породи. В деяких шліфах помічаємо перевагу біотиту над плагіоклазом. Другорядні мінерали: магнітит, бурий залізник, апатит, гранат. Механічні деформації виявлені виразним хвилястим загасанням кварцу. Пересічний розмір зерна 0,1—0,8 мм (див. таблицю), при чому плагіоклазові зерна ніби грубші за інші.

Кварцові зерна невиразної форми, іноді ніби злега обтоплені, в бухточці їх занурюється плагіоклаз або інше зерно кварцу. Іноді кварц клаптуватої форми, завжди алотріоморфний; виразне хвилясте загасання.

Плагіоклаз становить помітну частину; кристали витягнені, орієнтовані найчастіше паралельно платівкам біотиту. Спостережено, що кілька зерен на одній лінії витягання загасають одночасно, мають часто полісинтетичну двоюкову будову за альбітовим законом. Виміри загасання дають: 13° , $+4^\circ$, $+4^\circ$, що при *Сhm* — відповідає олігоклаз-андезинові.

Біотит дрібними витягненими лусочками, що найчастіше орієнтовані, іноді творять мало не суцільний ряд-стрічку. Дуже рідко трапляються включення, що мають плеохроїчні обідки.

Плеохроїзм біотиту $Ng = Nm > Np$
темнобрунатний яснобрунатний (ясноцинамоновий).

Спостережено випадок, коли серед загальної маси виділяється грубший просмужок, де зерна грубші і найбільше відповідають плагіоклазові. Кристалики апатиту — рідко, розмір їх — близько 0,02 мм, високе заломлення променя спричиняється до виразного рельєфу, подовження стовпчастих кристаліків негативне.

Бурий залізник трапляється рідко, має форму цяток, лежить поруч лусочок біотиту.

Гранат також рідко виступає дрібними кристаликами, ізотропний.

Магнітит витягненими кристалами, мало не завжди лежить паралельно до лусочок біотиту, в відбитому світлі дає металевий блиск та синяво-чорне забарвлення.

Інъекційний гнейс з тонкими до 0,5—1 мм інъекційними просмушками (779*).

Структура кристалобластична, але інъекційних просмужків наближається до алотріоморфнозернистої, де розмір зерна помітно більшає. Мінерали в порядку зменшення розміщені так: плагіоклаз, кварц, біотит, що становлять головну масу породи, і другорядні мінерали: гранат, апатит, ільменіт. Зерна кварцу подекуди ніби поділяються на дрібні часточки; він бухтуватий, в інъектованій частині — кородований; іноді помітно пойкилітове зростання з плагіоклазом, по шліфах спостерігається бурий залізник; виразне хвилясте загасання.

Плагіоклаз помітно превалює над кварцом, набирає кристалографічних форм, іноді охоплює зерна кварцу, іноді хвилясто загасає; в іньєкованій частині більш ідіоморфний, ніж кварц, і має грубіші зерна. По щілинах його патьоки бурого залізняка. За вимірами симетричне загасання дає 8° та на (001) $0^\circ + 3^\circ$ при chm — відповідає олігоклаз-андезинові.

Мікрокліну дуже мало (див. таблицю), він решіткуватий. Дрібні лусочки серициту яскраво поляризують, найчастіше зв'язані з плагіоклазом та мікрокліном, що є по тріщинах, виявляючи тим своє походження.

Біотит у збіжному світлі дає виразну фігуру одноосевого мінералу, іноді буває як включення в плагіоклазі; плеохроїзм $N_g = N_m > N_p$
темноцинамоновий ясноцинамоновий

Включення дають плеохроїчні дворики.

Зерна апатиту та гранату трапляються рідко, як включення в мікрокліні. розмір їх 0,01 — 0,02 мм, виразний рельєф; інтерференційна барва апатиту подібна до кварцу; роздрібнені зерна гранату, що впливають на поляризоване світло. Зрідка дрібні зерна ільменіту. Ільменіт витягненими короткими кристалами; дає металевий блиск.

Грубо іньєкований гнейс, де переважає аплітова магма, в ній просмушками зацілів гнейс (779). Структура наближається до алотріоморфнозернистої, лусочки біотиту скупчені довгастими дільницями, здебільшого орієнтовані відповідно до витягненості дільниць. Витягнені дільниці спостерігається то з грубошо, то з дрібношою зернястістю.

Кварц клаптоватими зернами з хвилястими краями; загасання хвилясте, іноді ніби зерно в зерні. Плагіоклаз теж іноді має хвилясті, ніби роз'їдені краї, а також нахил орієнтуватися відповідно до лусочок біотиту; частенько має включення дрібних лусочок біотиту, іноді занурюється в кварц або дуже нерясно проріс ним; оптичні властивості: загасання на (010) $+ 13^\circ 14^\circ chm + =$ альбіт-олігоклаз.

Лусочки біотиту ніби обірвані, в них занурюється то плагіоклаз, то кварц.

Мікроклін решіткуватий, часто контури виразні, має пертитові вrostки плагіоклазу або по краях вrostки дрібних зерен кварцу.

Бурий залізник трапляється рідко і найбільше по щілинах плагіоклазу.

Включення апатиту трапляються і в кварці, і в плагіоклазі.

Як видно іньєкційний контактметаморфізм позначився наявністю апатиту й гранату, а також збільшенням кількості плагіоклазу і збільшенням розміру зерна (див. таблицю, с. 114).

Очкуватий іньєкційний гнейс (1108) (див. фото 4) характеризується тим, що іньєкційні просмужки подекуди узлувато потовщуються, роздуваються в малесенькі лінзочки і надають комплексній породі очкуватого характеру, але порода зберігає вигляд і поверствової іньєкції. Грубина ясних смужок більша, ніж у №№ 779 і 777. Ступінь іньєкції такий, що порода ніби в періоді переходу до мігматиту. Головні мінерали в порядку зменшення їх кількості йдуть так: плагіоклаз, кварц, біотит, дуже малу частину становить мікроклін; спостережено рогово світню — єдиний випадок серед досліджених зразків. Другорядні мінерали: магнітит, апатит, гранат.

Плагіоклаз має вигляд як і в раніш описаних породах і відповідає альбіт-олігоклазові. Оптичні властивості: кут загасання на (010) $+ 15^\circ + 10^\circ =$ альбіт-олігоклаз.

Спостережено зерно антипертиту.

Слід відзначити, що поруч з витягненими дрібнозернистими дільницями спостерігається в шліфі дільниці з грубшими зернами.

Кварц має вигляд, як і в попередніх породах.

Біотит лусочками, орієнтованими частіше в одному напрямку.

Плеохроїзм $\gamma = \beta > \alpha$
темноцинамоновий ясноцинамоновий

Мікрокліну трапляється мало, решіткуватий.

Рогову світню спостережено як поодинокий випадок; у шліфі її мало (див. таблицю, с. 114); трапляється витягненими лусочками з слідами лупності; кут загасання по ній = 12, 11, 15, 16° на перетині $\perp Z$, кут лупності на призмі = 124,5°, зерно відповідає звичайній зеленій роговій світні.

Плеохроїзм $N_g = N_m > N_p$
зелений жовтавозелений ясножовтавий.

Епідот неправильними зернами з виразною плямистою інтерференційною барвою і характерним плеохроїзмом: $\alpha > \gamma$ Помічено
безкольоровий ясножовтий.

лусочки хлориту.

Апатит, як і в попередніх випадках, трапляється як включення в плагіоклаз.

Магнітит та гранат рідко.

Асимільований гнейс (811). Порода втратила дійсний вигляд гнейсу і подібна до асимільованої породи з великою кількістю біотиту, тобто має вигляд так званого міграційного гнейсу. Структура нагадує субідоморфнозернисту.

Мінерали в порядку зменшення кількості їх розміщені так: біотит, плагіоклаз, кварц, — головні, і мікроклін, мусковіт, магнітит — другорядні.

Біотит становить помітну частину, лусочки його з виразною лупністю, ніби злегка обірвані і справляють враження роз'їдених, іноді зігнуті. Плеохроїзм

$\gamma = \beta > \alpha$
червоноцианомоновий жовтавоцианомоновий.

Іноді його лусочки включені в плагіоклаз.

Плагіоклаз поступається кількістю перед біотитом, але також становить помітну частину його. Кристали мають виразну полісинтетичну, двоякову будову; спостережено також зерно плагіоклазу гранчастої будови, — це говорить про зростання двояків за перикліновим законом. В плагіоклазі трапляються включення ідіоморфних зерен гранату. Виміри загасання плагіоклазів методом Фуке дали на перетинах $\perp \gamma 10^\circ \perp \alpha 83^\circ$ — альбіт олігоклаз.

Лусочки мусковіту іноді зігнуті, яскраво поляризують, дають високі інтерференційні барви; плеохроїзму не помічено. Кварц з виразним хвилястим загасанням виявляє ознаки механічної деформованості.

Магнітиту помітна кількість, кристали здебільшого витягнені, завжди йдуть паралельно з лусочками біотиту, в відбитому світлі дають синьо-чорне забарвлення, іноді зігнуті; трапляються квадратної форми. В даному разі магнітит, очевидно, виступає як контактний мінерал.

Апатит — як і в попередніх шліфах.

Асимільовані породи (672, 755, 791) утворилися в наслідок асиміляції від ясносірого апліту уламків покрівлі біотитового гнейсу, через це виникло нерівномірне розміщення біотиту в комплексній породі, — то рясно, кублами, то в невеликій кількості, що також спостерігається і під мікроскопом; лусочки іноді орієнтовані.

Структура здебільшого алотріоморфнозерниста, але іноді плагіоклаз більш ідіоморфний, ніж інші мінерали.

Мінерали в порядку зменшення їх кількості: плагіоклаз, кварц, біотит — головна маса. Часто можна спостерігати розподіл на дільниці з дрібнішими (0,1 — 0,8 мм) та дільниці з грубшими зернами (0,5 — 2 і навіть 3 мм діаметром), при чому в останніх більше коштом плагіоклазу; в перших переважає кварц. Ці відміни, слід думати, є наслідок ендоморфних контактних дій.

Плагіоклаз виступає витягненими кристалами з виразною двояковою альбітовою будовою, іноді з включенням дрібних лусочок біотиту, іноді трохи мутненький в наслідок каолінізації та серицитизації, що пройшла

найбільше по краях зерен; трапляються включення гранату, по тріщинах зерен спостерігається бурий залізняк; двояки бувають злегка зігнуті і мають хвилясте загасання; кут між щілинами лупності та двояковими швами— 83, 84°; трапляється включення дрібнесеньких зерен магнітиту.

| | | |
|--------------------|----------|---------------------------|
| Загасання на (001) | 2°, 2° | } chm + альбіт олігоклаз. |
| на (010) | 13°, 14° | |
| на (010) | 8°, 9° | |

Кварц зернами різної форми, мало не завжди алотріоморфний, то грубшими зернами, то ніби роздрібнений на кілька часточок; частина їх іноді загасає одночасно, але в інших загасання сливе завжди хвилясте, що часто виявляє ніби мозаїчну будову кварцу. Дрібні зерна кварцу разом з дрібними лусочками біотиту творять зазначені дрібнозернисті дільниці, а їх оточують дільниці з грубозернистими плагіоклазами; немає підстав гадати, що такий розподіл є наслідок диференціації. Навпаки, є більше підстав думати, що це явище сталося через асиміляцію, коли від поглиненої давнішої породи залишилися дрібнозернисті часточки, начебто мікроксеноліти. В кварці подибуємо зрідка вкраплення дрібних зерен магнітиту.

Біотит, виявлений лусочками, виразної лупності, частенько орієнтованими. Часто спостерігається, що краї лусочок ніби обірвані, роз'їдені і в них занурюється плагіоклаз; часом лусочки біотиту ніби стиснуті іншими мінералами; зерна ніби натискають на лусочки біотиту, що стають зігнуті і мають хвилясте загасання. Плеохроїзм $N_g = N_m > N_p$. Включення дають плеохроїт-темнобурий жовтий

чні обідки; поруч з лусочками біотиту — плями бурого залізняку. В збіжному світлі дає виразну фігуру одноосевого мінералу.

Мікроклін кількістю значно поступається перед іншими мінералами, виявлений решіткуватими негрубими зернами.

Мусковіт — найбільшого неправильними лусочками — трапляється нечасто, майже завжди зв'язаний в кристалами плагіоклазу і рідко мікрокліну, загасає прямо, дає яскраві інтерференційні барви, рідко трапляється поруч з біотитом; до мусковіту подібні дрібні цятки серициту, що яскраво поляризує. Як вторинний продукт зрідка трапляється також неправильними лусочками епідот з характерним для нього плямистим інтерференційним забарвленням та негативним характером.

Гранат виступає ідіоморфними зернами в плагіоклазі; ізоотропність виразна.

Апатит трапляється частіше за гранат, але теж рідко, то овальними зернами, то вкороченими рельєфними стовпчиками; подовження негативне; іноді включений у біотит. Отже мікроскопічний аналіз доповнює зовнішні спостереження як доказ комплексного характеру породи. Це часто стверджується орієнтованими лусочками біотиту.

Наявність апатиту та гранату свідчить про контактове життя породи, а включення їх у плагіоклаз — про попереднє входження його в склад породи. Занурення зерен плагіоклазу в лусочки біотиту та загальний вигляд останніх документує те, що кристалізація плагіоклазу натрапила на лусочки біотиту які вже існували раніш.

Кварцитовий ксеноліт. З породи виготовлено 5 шліфів. З них один шліф виготовлений з гнейсу, що оточує ксеноліт. Під мікроскопом він цілком тотожний з тими гнейсами, що поширені на даній дільниці і структура його подібна до структури інтрузивних порід. Кварцитова порода має такий вигляд: структура наближається до кристалобластичної, але не всюди рівномірно зерниста: в деяких шліфах виразно помічаються вилучення грубших зерен кварцу та плагіоклазу.

Пересічний розмір зерна 0,03 — 0,125 мм, а порфіруваті зерна — 0,25 — 0,4 мм і дуже рідко — 0,5 мм діаметром. Розміщення мінералів у порядку

зменшення: кварц, плагіоклаз, хлорит, рогова світня, титаніт, біотит, епідот, льменіт, опал, апатит. Перші чотири становлять головну масу.

Зелена рогова світня витягненими кристалами іноді неправильної форми з роз'їденими краями, часто з виразною лупністю, а на перетинах $\perp Z$ кут між щілинами лупності = $123-125^\circ$, кут загасання $14, 15, 16^\circ$, іноді по краях дає хлорит.

Плеохроїзм Ng > Nm > Np
зелений, жовтавозелений, ясножовтавий, часто пойкилітове

зростання з кварцом.

Кварц зернами різної форми, частіше закругленої, овальної, з слідами ребер; іноді має тоненьку облямівку довкола зерна, що робить краї його хвилястими; іноді зерно включене в зерно, найчастіше контури розпливчасті, що частенько переходять в аморфну ізотропну масу, — рештки речовини, що цементує.

В зернах кварцу спостережено включення магнітиту. Іноді по тріщинах або довкола кварцу бурий залізняк. Загасання виразно хвилясте, іноді йде від периферії до центру. Плагіоклаз часто дає невиразне двоякове штрихування. Контури часто такі, як і в кварцу; краї роз'їдені, симетричне загасання 12° , що відповідає олігоклазандезинові. Значно поступається перед кварцом та кольоровими мінералами.

Титаніт трапляється часто в вигляді зерен, подібних до яєць комах. Розміщений нерівномірно, іноді згрупований, зв'язаний з титаністим залізняком.

Опал — неправильними ізотропними зернами.

Епідот виступає витягненими кристалами, безкольоровий, рельєф виразний, інтерференційна барва аномальна — водяво-синювата $2V + 78$, мінерал відповідає кліноцоїзитові.

Спостережено один раз витягнене зерно турмаліну. В шліфі, зробленому з контактної частини, спостерігається багато титаністого залізняка, завжди зв'язаного з роговою світнею, а також біотит, теж зв'язаний з роговою світнею; очевидно, обидва вони виступають як контактні мінерали; до утворення біотиту можна прикласти принцип Боуена; можна гадати, що вплив магми спричинився до утворення на контакті рудного мінералу — титаністого залізняка. Отже мікроскопічний аналіз доводить, що описаний кварцит — це порода цілком стороння для гнейсу, а наявність його хоч і в єдиному випадку серед гнейсу наближає нас до думки, що описані гнейси треба залічити до ортогнейсів.

На схід від північного краю Шоп Городницьких починаючи від садиби Конончука Олександра, і на S та SO розкидана ціла низка відслонень. Біля вазначеної садиби розкидані кілька круглястих та довгастих щовбів ясносірого середньозернистого апліту виразно флюїдної текстурі. Щовби сягають до 20 і більше метрів і часто поділені на скибуваті окремоті. Але тут таки спостерігається відслонення того самого апліту, поділеного на паралелепипедальні окремоті з вертикальними площинами, орієнтованими на NW $314 - 330^\circ$. Іноді кілька щовбів ніби з'єднуються і творять суцільний ряд, і це на дає місцевості вигляду стягуватих горбів.

Чистий апліт має біотиту дуже мало (див. в табл. I № 820), але тут таки помічаємо дільниці його, збагачені на біотит; лусочки його часто орієнтовані, а іноді становлять суцільні тоненькі ниткуваті, часто пофалдовані просмужки (див. фото 10), що частенько сягають грубших розмірів з більшою кількістю біотиту; уложення часто скибувате. Збагаченість на біотит спричиняється до яснішого чи темнішого кольору породи і більш-менш виразно свідчить про домішку поширеного тут гнейсу. Прояви мігматизації взагалі на вазначеній дільниці в напрямку до Случа досить поширені. Смуґастість мігматитів здебільшого йде згідно з простяганням скиб: так, біля Конончука простягання скиб NW 322, а мігматитових просмужок NW 324, по

іншій скибі напрямком смугастості зберігається NW 324, але спостерігається також напрямком смугастості на NO 12, 16, 21°, тут же помічаємо негрубий пегматитовий просмужок, орієнтований на NO 26, що перетинає мігматити незгідно. Подекуди зазначений апліт, помірно збагачений на біотит, стає ніби подібним до граніту (кол. Зикове).

На S та SO від зазначеної садиби по всьому ур. Грудки розкидані призмкуваті щовби сірого апліту, скибуватих виразних мігматитів та взагалі асимільованих комплексних порід. Виміри скибуватості та орієнтованих просмужків мігматитів у різних місцях згаданої дільниці дали такі наслідки:

| Простягання скиб: | | Падання скиб під кутом | | Простягання смуг мігматиту. |
|-------------------|-------|------------------------|---------------|-----------------------------|
| NW | 308 | | | |
| NW | 310 | | | |
| NW | 313 | | | NW 312 |
| NO | 18,19 | SO | 109, 110, 72° | NO 17 |
| NO | 15,16 | SO | 105, 106 | |
| NO | 19 | SO | 109 51° | |
| NO | 9 | SO | 99 66°—68° | NO 9 |
| NW | 358 | NO | 88 62°—63° | — |
| NW | 341 | NO | 71 68° | |

NW 292,351,354

Щілини окремостей простягаються на NW 320, 330.

На цій таки дільниці спостережено простягання мігматитових просмужків на NW 291, а їх перетинає пегматитовий прожилок, орієнтований на NW 352; таку незгідність помічаємо іноді також між мігматитовими лініями та апліто-пегматитовим просмужком (див. фото 8). Серед зазначених комплексних порід частенько спостерігаємо то кулясті, то витягнені еліпсуваті обтоплені ксеноліти дрібнозернистого темносірого біотитового гнейсу, розміром 0,25—1 м, а іноді і гострокутні ксеноліти (див. мал. 9). Як ті, так і ті частенько пронизані тоненькими просмужками сірого апліту, але гострокутні ксеноліти частіш іньєковані. Вигляд опуклих ксенолітів говорить за те, що вони пройшли певну відстань від свого первісного місця, поки набули властивої їм характерної форми, тобто це є алотигенні ксеноліти.

На NW від садиби Китовського Степана проходять вузькі давні пегматитові вирібки: пегматит грубозернистий з попелясто-сірими та водяво-синявими зернами польового скалинцю близько 1,5 см завгрубшки: кварц сірий, має дрібніші зерна, пегматит проріс то дрібними, то грубими (0,1—1½ см) свіжими кристалами чорного шерлу. Біотит — довгими витягненими платівками (1—2,5 см) здебільшого спостерігається по всій пегматитовій масі, іноді має вигляд „пальчастого“; трапляється також і гранат рожевими та апатит дрібними кристаликами, — він частіше в аплітовій відміні.

На південному боці дільниці Китовського Степана, в ур. Грудках біля самої огорожі та через шлях за 70—80 м спостерігаються щовбики 2—5 м діаметром, що мають на поверхні ясносірий або білий від середньо- до грубозернистого пегматиту, який на периферії переходить в апліто-пегматит і апліт. Розвідкові роботи виявили, що пегматитові вилучення становлять усього 35—50 см, а глибше вони переходять в апліто-пегматит з біотитом і в апліт. Сам пегматит подекуди також забруднений біотитом.

Метрів за 200 від зазначеного пункту в напрямку до річки Случі виходить витягненими скибами — паралелепіпедами пегматитова жила, орієнтована на NO 50°, падає на SO 140 під $\angle 53^\circ$, грубина її 34—38 см. Пегматит грубозернистий з сіро-синявим польовим скалинцем та сірим кварцом з великою кількістю грубих платівок біотиту, розкиданих по всій масі; часто пальчатої форми; жила уложена серед міцного скибуватого, дуже мігматизованого гнейсу.

В тому ж напрямку за півкілометра мало не на схилі до долини річки у старих вирубках серед грубозернястого пегматиту спостерігаються грубі індивідуальні вилучення, на 10—15 см кремво-сірого польового скалинцю, що іноді відповідає ортоклазові і частіше мікроклінові та мікроклін-пертитові.

Загалом уся дільниця в межах описаних пунктів характеризується поширенням ясносірих аплітів, асимільованих порід мігматитів та перевагою алотигенних ксенолітів над аутигенними. Як показують наведені виміри, тут ми не спостерігаємо одноманітного напрямку простягання і мігматитових скиб і ксенолітів. Очевидно і ті, і ті пережили певний рух і в горизонтальному, і в вертикальному напрямках. Згідність мігматитових просмужок із скибуватістю наводить на думку, що покривні породи довгий час зазнавали повільного втручання магми.

Мікроскопічний опис. Апліт в ур. Грудки 909, 820[?]. Структура ало-ріоморфизерняста. Часто переважає мікроклін, сливе завжди решіткуватий, іноді з кристалографічними контурами. Часто подибуємо ознаки руйнування і в наслідок цього ледве помітна каолінізація та подекуди серицитизація. В мікрокліні зрідка трапляються включення ідіоморфного гранату.

Плагіоклаз найчастіше поступається кількістю перед мікрокліном, має виразну двоюкову полісинтетичну будову, відповідає олігоклазові:

Загасання на (010) +6,+8,+8 chm — Ng — Np 0,0070.

Кварц то круглястими зернами, то наближається до кристалографічних форм. Механічні деформації позначилися на ньому тріщинуватістю та виразним хвилястим загасанням.

Лусочки серициту яскраво поляризують, трапляються частіше по двоюкових швах плагіоклазу.

Гранат рідко, ізотропний. Мусковіт виглядає, як і в попередніх зразках.

Хімічний аналіз двох типових зразків, що виконала аналітична лабораторія Київ. філ. укр. н.-д. інституту силікатн. пром., дав такі наслідки:

| N | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | Втрата на прожарювання (кристалізація на вода) | Разом |
|---------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------------------|-------------------|--|-------|
| 820 | 71,40 | 16,58 | 1,17 | 0,58 | 2,31 | 0,00 | 4,77 | 3,29 | 0,60 | 99,86 |
| Молекулярні % | 77,27 | 10,55 | 1,42 | 2,74 | 0,00 | 3,29 | 2,57 | 2,16 | 100,00 | |

За формулою Озанна: $S = 77,27$ $A = 8,02$, $C = 2,53$ $F = 1,63$
 $s_{77,27} a_{19,76} c_{5,41} f_{4,01} n_{3,1}(\delta) k_{1,41}$

| | | | | | | | | | | |
|---------------|-------|-------|---|------|------|---|------|------|------|--------|
| 919 | 75,00 | 15,57 | — | 0,10 | 2,10 | — | 5,10 | 1,70 | 0,64 | 100,17 |
| Молекулярні % | 80,22 | 9,78 | — | 0,09 | 2,40 | — | 3,47 | 1,76 | 2,58 | 100,00 |

За формулою Озанна: $S = 80,22$ $A = 7,51$ $C = 2,27$ $F = 0,22$
 $s_{80,22} a_{22,53} c_{6,81} f_{0,66} n_{2,34} k_{1,81}$

Для ясності деяких моментів треба додати, що № 820 — апліт з щовба, трохи каолінізований, а № 919 — апліт з грубого прожилку, більше каолінізований.

Асимільовані породи цілком ідентичні з описаними (див. 755, 672, 991). Гострокутні ксеноліти (761). Даний зразок має ознаки вбирання магми, але механічного впливу непомітно, дрібнозернистий. Лупність виявлена не завжди, іноді невиразна. Структура кристалобластична, лусочки біотиту орієнтовані не завжди. Розмір зерна, як у гнейсі (№ 765).

Кварц кількістю переважає інші мінерали, краї зерен іноді ніби злегка зазубрені або роз'ідені і в них занурюється то плагіоклаз, то інші зерна кварцу, а також апатиту; має виразне хвилясте загасання, що виявляє ніби мозаїчну будову.

Плагіоклаз становить значну частину породи; виявлений найчастіше зернами з виразною полісинтетичною двояковою будовою, вузькими смужками. Спостережено гратчасті двояки за перикліновим законом. По дупності та двоякових швах часто розташовані дрібні лусочки серициту. Трапляється включення дрібних лусочок біотиту в плагіоклаз, і навпаки, спостерігається, що він вріс у біотит. Помічено випадки хвилястого загасання, відповідає альбіт-олігоклазові. Біотит становить також помітну частину, але поступається перед кварцом та плагіоклазом, хоч перед останнім і не дуже.

Біотит — невеликими довгастими лусочками. З ним зв'язані безформні плями бурого залізняку та витягнені зерна магнітиту. Плеохроїзм — як біотиту в гнейсі.

Апатит, то витягненими стовпцями з негативним подовженням, то опуклими зернами, має виразний рельєф.

Як видно, ксеноліт пережив вплив магми, як це трапляється при контактному метаморфізмі, без механічного вдирання її.

Опуклі ксеноліти (782). Дрібнозернисті, витягнені, помітні ознаки просякання магми. Розмір зерна 0,08—0,5 мм, окремі зерна сягають до 0,6 мм; структура кристалобластична, зерниста, наближається до гранобластичної.

Кварц становить головну масу, зерна алотріоморфні, виразне хвилясте загасання.

Плагіоклаз поступається перед кварцом. Зерна часто витягнені; форма наближається до кристалографічної. В нього включені апатит та гранат, що мають вигляд як і в попередніх випадках.

Плагіоклаз відповідає альбіт-олігоклазові.

Загасання $+8^\circ$ та $+3^\circ$, $+2\frac{1}{2}$, $+13$ шм.

Біотит лусочками, іноді неправильної форми; лусочки витягнені, але не орієнтовані; плеохроїзм

$$N_g = N_m > N_p \quad (\text{Див. фото 11}).$$

цинамоновий жовтавий

Мігматити (977, 673, 796, 910). Структура неодноманітна. В одному шліфі часто подибуємо одночасно алотріоморфнозернисту, подібну подекуди до гіпідіоморфнозернистої, а подекуди ніби рештки кристалобластичної; утворюється ніби певна структурна федерація, де ще не зовсім утратили свою структуру співучасники комплексної породи; таку структуру можна назвати мігматитовою.

Мінерали в порядку зменшення кількості розміщені так (див. таблицю): плагіоклаз, кварц, біотит, мікрокліну мало і не завжди є, мусковіт та епідот; гранат та апатит.

У шліфі спостерігаємо дільниці з структурою більш дрібнозернистою і такі, де зернистість грубіша; на перших помітно відносно більше біотиту та кварцу, а на других — більше плагіоклазу, менше кварцу й мало біотиту. Часто такі дільниці витягнені, розміщені поруч або йдуть паралельно. Очевидно, перші це рештки поглиненого матеріалу, а другі — додана, активна аплітова магма.

Плагіоклаз на дільниці більш грубозернистий, має виразніші контури, іноді зерна потрошені, двояки розламані надвое або дугасто зігнуті. Спостережено випадок, коли двоякові шви різних кристалів зрослися під $\angle 51\frac{1}{2}^\circ$ — одне двоякове зерно ніби проросло в друге. Помічено також перикліновий закон двоякового зростання; є плагіоклазові зерна; зрідка трапляються плагіоклазові зерна біотиту та кварцу. Іноді помічається, що плагіоклаз ніби розсунув інші зерна, щоб утиснутися поміж ними. Трапляються включення апатиту, гранату, лусок біотиту. В дрібнозернистій дільниці плагіоклаз дрібніший, краї бувають нерівні, ніби повищерблювані.

Оптичні властивості:

Загасання на (001) $+4^\circ$, 5° шм $+ =$ альбіт.

Методом Фуке $\perp \alpha + 72^\circ$, $74'$, $\perp \gamma 20 =$ альбіт.

На (010) $+10'$, $+15^\circ 2V + 83 =$ альбіт-олігоклаз.

Кварцу чимало; на дрібнозернястих дільницях його найбільше і переважно дрібними зернами; іноді він клаптоватий, в нього занурюються зерна плагіоклазу, має виразне хвилясте загасання, що іноді дає мозаїчну картину, але на дільниці, де зернястість грубша, контури виразніші. Помічено пегматитове проростання: кварц-мікроклін.

Біотит часто становить значну частину, іноді мало не дорівнює кварцові, лусочки витягнені, з виразною лупиністю, часто орієнтовані в одному напрямку і творять ніби суцільні стрічки. Краї наче обірвані, в них занурюється то плагіоклаз, то кварц. Плеохроїзм $\text{Ng} > \text{Nm} = \text{Np}$
динамоновобурий жовтавоцинамоновий.

Дуже рідко трапляється з хвилястим загасанням. У збіжному світлі дає виразну фігуру одноосевого мінералу.

Мікроклін трапляється рідко, невеликими зернами, завжди решіткуватий. Магнітит витягненими кристалами, в відбитому світлі синьо-чорний, майже завжди поруч біотиту.

Апатит — як в інших випадках. Спостережено одно витягнене зерно турмаліну; загасання пряме, подовження негативне!

Виразний плеохроїзм ω $>$ ϵ
темнозелено синій, жовтаво-коричневий

Інтерференційна барва нерівна, жовта.

Хімічний аналіз типового зразка мігматиту, що його провів у хімічній лабораторії Українського н.-д. інституту силікатної промисловості науковий співробітник Т. І. Перчик:

| N | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | Тр-та на розжарювання | Разом |
|---------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------------------|-------------------|-----------------------|--------|
| 796 | 67,95 | 18,01 | 1,96 | 0,46 | 2,58 | 1,18 | 3,60 | 3,44 | 0,66 | 99,84 |
| Молекулярні % | 75,05 | 11,70 | 2,04 | 3,05 | 1,94 | 2,55 | 3,67 | — | — | 100,00 |

Формула за О з а н н о м: $S = 75,05$ $A = 6,22$ $C = 5,48$ $F = 1,55$
 $s_{75,05}$ $a_{14,08}$ $c_{12,40}$ $f_{3,50}$ $n_{5,90}$ (β) $k_{1,25}$

Хімічний аналіз характеризує породу як багату на Mg та Fe, що постали очевидно, коштом гнейсу.

В південній частині ур. Лумери та Плесо на схід від них часто спостерігається відслонення описаного раніш апліту та асимільованих порід. У першому разі відслонення мають вигляд приплюснутих щовбів, іноді поділених на паралелепіпедальні окремоті, а в другому — щовби поділені на скибуваті окремоті. Часто в них спостерігається також обтоплені ксеноліти (опуклі).

На цій дільниці знайдено круглястий уламок темного тонкозернястого гнейсу, що виразно відрізняється від поширених тут гнейсів.

Під мікроскопом (722, 723, 724, 1160) структура цього гнейсу кристалобластична з помітним виділенням порфіробластів кварцу 0,05 мм діаметром, при нересічному розмірі зерен 0,02—0,25 мм. Зерна уложені щільно. Іноді мінерали витягнені в одному напрямі. Мінералогічний склад: кварц, біотит, плагіоклаз, мусковіт, гематит, хлорит.

Кварц становить найбільшу частину породи. Контурі зерен невиразні, хвилясті, іноді ніби різкаті, трикутні, чотирикутні, шестикутні, але кути найчастіше зглажені. Серед них спостережено овальне, без контурів зерно опалу; іноді такі невеличкі зерна трапляються поміж зернами кварцу; часом серед опалової маси лежать зернятка кварцу та хлориту (722), іноді зерна кварцу оточені тоненькою облямівкою бурого залізняку (722 і особливо 723); кварц тріщинуватий; різке хвилясте загасання.

Порфіробласти кварцу наближаються до овальної форми, але з кутувато-хвилястими краями; випадки вдавнення зерна в зерно. Пойкілітове вростання плагіоклаз-кварц трапляється дуже рідко.

Плагіоклаз то овальними зернами, то витягненими в одному напрямку, відповідає олігоклаз-андезинові, андезинові.

Загасання на (001) + 3° — chm — олігоклаз-андезин.

„ на (001) — 1½°, — 5° chm + } андезин. †

Методом Фуке загасання $\perp \gamma 6^\circ$

Лусочки біотиту й мусковіту ніби роз'їдені або обірвані, контури невідрізані. Форма лускувата. Плеохроїзм біотиту $Ng = Nm > Np$
бурий яснодинамовий.

довкола включень рідко плеохроїчні обідки, іноді хвилясте загасання. Хлорит лусочками неправильної форми з аномальною інтерференційною барвою, то індигово-синьою, то іржавою, трапляється зрідка і як вторинний продукт звітрювання біотиту. Плеохроїзм Np Ng
ясножовтий — зеленожовтий.

Епідот — рідко, виступає дрібними зернами із звичайним плямистим інтерференційним забарвленням.

Зерна гематиту, до 0,006 мм, розкидані по всьому шліфу, але часто вкраплені в кварц; грубіші — темні, чорні з металевим відблиском, дрібніші — рожево-бурі.

Апатит рідко, короткими стовпцями. Циркон невеликими зернами, дуже рідко. Мікроскопічний аналіз стверджує, що дана порода різниться від поширеного тут біотитового гнейсу, виявляючи більше ознак гнейсу осадового походження. Разом з тим наявність мусковіту та й зовнішній вигляд виявляють його схожість із гнейсом Новоград-Волинського. Некорінний характер уложенця цих уламків дозволяє припускати, що, можливо, вони сюди якимись чинниками занесені.

Біля греблі, за Городницьким парком, урвища правого берега Случі обривані відслоненнями знайомого нам сірого апліту та асимільованих порід, що іноді творять скелі до 3—4 м заввишки; скелі поділені то на паралелепіпедальні то на скибуваті окремісті. Апліт має зрідка дрібні біотитові лусочки, зерна польового скалинцю та кварцу розміром пересічно 1—3 мм, але часто доходять і 4—5 мм. Граніт та апатит трапляються рідко.

Вище греблі спостерігається дволоснякова порода, подібна до поширеного на описаній дільниці апліту, але рясніше усіяна лусочками біотиту, рівномірно розміщеного по породі, та з ідіоморфнішими кристаликами польового скалинцю, що відповідають мікроклінові. Текстура масивна, подібна до гранітової. В цій породі іноді подибуємо також дільниці з орієнтованими, густіше скупченими лусочками біотиту, що надають тоді породі вигляду мігматиту. В таких випадках спостерігається фенокристали польового скалинцю розміром — 0,7—1,2 см. Зазначена відміна породи при рівномірному розміщенні в ній біотиту набирає вигляду, цілком подібного до граніту колонії Зикове і від нього її трудно відрізнити.

В даному разі це буде витвір віджимки аплітової магми кол. Зикове, що після кристалізації граніту спочатку збідніла на CaO , MgO та FeO , але асимілювавши певну частину гнейсу, за його допомогою повернула собі втрачені елементи. В такому разі віджимок магми, набувши коштом гнейсу і в наслідок магматичного життя біотиту та розмістивши його рівномірно, став знову подібний до граніту кол. Зикове.

Проте, уложення невеликими щобами, сліди мігматизації та наявність ксенолітів не дозволяють уважати цю породу за самостійну магму. Проф. Бєзбородько подає думку (2), що такі породи — це повернені граніти. Таку породу спостерігаємо також на кінному базарі в Городниці та в садбах понад дорогою до залізниці, в напрямі до мосту і далі вздовж берега, на схилі тягнуться такі самі породи.

У старій каменярні на правому березі р. Случі (за порцелярнею біля мосту) через Случ спостерігається сірий середньозернистий апліт з дрібними лусоч-

ками біотиту, а іноді й мусковіту. На тлі цієї маси спостерігаємо темніші дільниці; в них лусочки біотиту рясніші, орієнтовані, іноді набувають вигляду смугастості, а поруч них смужки, 2—3 см, бідні на біотит. Такі дільниці мають виразний характер мігматитів (див. фото 11). У західній частині спостерігається грубих розмірів ксеноліт темносірого гнейсу. Невеликі ксеноліти трапляються і по інших місцях каменярі. Серед них є виразно мігматизовані, а також трапляються перетоплені ксеноліти. В таких випадках розмір біотитових лусочок в центрі ксеноліту сягає до 8 мм, тим часом на периферії розмір лусочок 1—2 мм і серед апліту—2—4 мм.

Поверхневі частини апліту та мігматитів у наслідок звітрювання дають іноді рожеву відміну.

Впадає в око той цікавий факт, що там, де біотит орієнтований, він разом з тим творить ніби й просмужки; витягненість лусочок відповідає напрямкові смужки і лусочки довші, ніж у загальній аплітовій масі.

На доданій до праці Більського карті у відповідному районі позначено, за його термінологією, граніт-гнейс, при чому останній він визнає за комплексну породу.

Мікроскопічний опис (703). Апліт, що має вигляд проміжного між поширеним на грудках аплітом та гранітом кол. Зикове, має сліди асимільованої породи. Текстура флюїдальна, контури сіробілих, зрідка кремевих зерен польового скалницю, часто виразні. Структура алотріоморфнозерниста з наближенням до гіпідіоморфнозернистої. Мінерали за зменшенням їх кількості йдуть у такому порядку: плагіоклаз, кварц, мікроклін, біотит, мусковіт, магнітит, апатит.

Плагіоклаз має вигляд як у попередніх прикладах; його зерна іноді занурюються в кварц; відповідає олігоклазові.

Загасання на (001) + 2, + 2 2V — 87 = олігоклаз.

Кварц нерідко ріжкатий, контури часто виразні, іноді ніби обіймає плагіоклаз. Загасання хвилясте.

Біотит лусочками 0.1—1 мм. Плеохроїзм $Ng = Nm > Np$
цианомовний жовтий.

З ним зв'язані дві-три цятки бурого залізняку. Мікроклін решіткуватий, має пертитові вrostки плагіоклазу, іноді ніби оточує кварц.

Мусковіт лежить поруч або з біотитом, або з плагіоклазом; іноді ніби перетинає біотит.

Повернення граніт (708). Структура гіпідіоморфна, іноді наближається до алотріоморфної, ідіоморфізм мікрокліну переважає над плагіоклазом. У породі переважає мікроклін при чималій кількості кварцу та плагіоклазу; біотит становить помітну частину; мусковіту небагато; трапляються магнітит та апатит.

Мікроклін має виразні контури, іноді з включеннями тонесеньких лусочок біотиту; помітні ознаки руйнування; в наслідок цього є лусочки серициту та каоліну. З ним найчастіше зв'язаний мусковіт витягненими лусочками.

Кварц тріщинуватий, з виразним хвилястим загасанням. Плагіоклаз відповідає альбіт-олігоклазові. Загасання + 3, + 13 chm.

Біотит витягненими лусочками з виразною лупністю.

Плеохроїзм $Ng = Nm > Np$ з ним зв'язаний бурий залізняк.
бурий ясножовтобрунатий.

Мусковіт завжди зв'язаний то з мікрокліном, то з плагіоклазом.

Під мікроскопом порода має чимало спільного з гранітом кол. Зикове.

Хімічний аналіз типового зразка поверненого граніту зроблено в лабораторії Київ. філ. українського н.-д. інституту силікатної промисловості. Він дав такі наслідки:

| N | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | Горіла на розжарення | Разом |
|------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------------------|-------------------|----------------------|--------|
| 708 | 70.42 | 17.46 | 0.32 | 1.25 | 2.75 | — | 4.21 | 2.65 | 0.92 | 99.98 |
| Молек. %/о | 78.10 | 11.39 | 1.42 | 3.27 | — | 2.97 | 2.85 | — | — | 100.00 |

| | | | | | | | | | |
|-----------|---------|--------------------|---------|----------------|---------|---|------------------|---------|---|
| Молекул. | 1,17370 | 0,17118 | 0,00201 | 0,01737 | 0,04910 | — | 0,0470 | 0,04274 | - |
| кількість | | $R_2O_3 = 0,17319$ | | $RO = 0,06648$ | | | $R_2O = 0,08744$ | | |

Формула за
Лев.-Лесінгом

$RO = 0,15$ $\bar{R}O = 0,89$ $R_2O_3 \times \frac{1,17370}{0,17319} = 6,78$ $SiO_2 \alpha = 3,4$

Формула за
Озанном

$S = 78,10$ $A = 5,82$ $C = 3,27$ $F = 1,42$
 $s_{78,10}$ $a_{16,51}$ $c_{9,33}$ $f_{4,05}$ $n_{4,87}$ $k_{1,82}$

Згаданий мігматит під мікроскопом ідентичний з описаними раніш (673, 992, 910, 977).

Описані апліти і особливо комплексні породи спостерігається вздовж правого берега р. Перевезні, проти с. Шоп Городницьких та проти W краю с. Перевезні.

На схилі до річки, вище землі Жигадла Анастасія, спостережено опуклу приємкувату, ніби кулясту брилу темного аж чорного, незвичайно дрібнозернистого гнейсу, подібного до описаного (№ 722, 723, 724).

На північ та на NO від села Перевезні в ур. Москаліха та ур. Баярова спостерігається розкидані відслонення порід, цілком ідентичних до тих, що в ур. Грудках. Серед комплексних порід спостерігаємо пегматитові вилучення та прожилки. В одному з них на контактах з мігматитом рясні вилучення рожевого гранату альмандиту, розміщеного паралельно до ліній контакту.

Такі самі апліто-мігматити щовбами та скибами тягнуться від ур. Баярова далі в ліс у напрямку на слободу Качан, але незабаром перериваються. За 1 1/2 км до сл. Качан їх спостерігається знову і особливо виразного вигляду вони набирають у відслоненні праворуч від шляху, не доїжджаючи до місточка через річку Перевезню в сл. Качан.

Коли об'єднати поширення всіх поданих відслонень комплексних порід та аплітів, то дільниця описаного інжекційного гнейсу буде оточена мало не з усіх боків витворами флюїдної аплітової магми. Цю дільницю слід розглядати як останок або як великий уламок від стародавньої підтопленої магмою покрівлі гнейсу, інакше ще її можна було б уважати за великий ксеноліт.

Такі останки амфіболових гнейсів на Мелітопольщині та Маріупольщині О. Г. Мілай називає амфіболовими пачками.

Слід також відзначити, що згадана гнейсова дільниця багата на найцінніші пегматитові родовища.

Аналогічні комплексні породи спостерігається також на чималому терені лівої сторони р. Случі нижче Городницького мосту і далі в глибину лісу паралельно з річкою.

Дільниця в межах кол. Малої Анастасівки, Гофманівки, лучицьких полів та на захід від лучицького лісу становить, очевидно, аналогічне явище поширення гнейсу, що зазнав інжекційного контактметаморфізму.

Нова криниця на базарі в Городниці. Коли копали цю криницю, можна було спостерігати, що зверху, на глибині 2 м, порода звітіла до стану жорстви, подібної до гранітової. Глибше порода має вигляд масивної, поділеної орієнтованими на NO:16 щілинами на окремісті. Порода середньозерниста, іноді помічаються вилучення фенокристалів мікрокліну до 0,8—1 см діаметром, грубіші, ніж у звичайному граніті кол. Зикове; помітна кількість біотиту надає породі темнішого тону. Частенько трапляються кубла біотиту (3—6 см діаметром), що лишилися від перетоплених ксенолітів (див. фото 5).

Під мікроскопом порода має структуру гіпідіоморфну (або близьку до неї), досить рівномірнозерниста. Складові мінерали в порядку зменшення такі: плагіоклаз, кварц, біотит, мікроклін, мусковіт, серицит, магнітит.

Плагіоклаз в одних шліфах поступається перед мікрокліном, в інших — переважає його, ідіоморфний, на місцях звітрення — дрібні лусочки серициту.

Загасання на (001) 3° , $+ 2\frac{1}{2}$ chm — олігоклаз.
на (010) 15° 15 chm + = альбіт — олігоклаз.

Кварц алотріоморфний, зерна його іноді включені в біотит, має виразне хвилясте загасання, іноді зерна ніби подвоєні, мозаїчні.

Біотиту чимало, лусочки досить грубі, з виразною лупністю.

Плеохроїзм $Ng = Nm > Np$ і в нього занурюється
чорнобурий ясноцинамоновий

плагіоклаз або інші лусочки біотиту. Краї ніби обірвані, інтерференційна фігура одноосевого мінералу.

Мікроклін виразної решіткуватої будови, іноді з пертитовими вrostками плагіоклазу 0,1—0,2 мм. Часом спостерігається поїкілітову будову кварц-мікроклін.

Мусковіт найчастіше зв'язаний з плагіоклазом; іноді поїкілітова будова мусковіт-кварц, що також натякає на зв'язок його з плагіоклазом (очевидно був пегматит: де на місці польовику утворився мусковіт).

Серицит дрібними лусочками на місцях звітрювання мікрокліну та плагіоклазу. Магнітит лежить розпластаними кристалами.

Гнізда біотиту та помітна його кількість у породі говорять про те, що магма зовні поглинула його чимало, але чимала кількість мікрокліну, відсутність орієнтування мінералів, а також певною мірою зовнішній магматичний вигляд говорять про магматичне життя її протягом деякого часу і наближають дану породу до синтетичної (див фото 17), в усякому разі значно відмінної від раніш описаних комплексних порід, і мало відмінної від граніту кол. Зикове.

Граніт колонії Зикове. Виходи типової магми знаходимо в кол. Зикове, що лежить сливе на півдорозі між м. Городниця та с. Курчиця. Місцевість, де розкидані виходи граніту, помітно підноситься, має злегка горбуватий характер, очевидно, внаслідок нерівності рельєфу гранітного фундаменту. Виходи граніту приземкуваті то опуклі, то витягненими щовбиками, розміром 1—3 м. на землях Хмельницького Романа, Янішевської Гани та Рогуса Станіслава. На землі останнього та поруч відкрито чималі каменярні, де давно ламають камінь на підмурки, накоти, а останнім часом для будівництва нової порцелярні в Городниці.

І в природних відслоненнях і в кар'єрі граніт масивної текстури, сірий, середньозернистий, розмір зерна пересічно 2—3 мм; але зрідка на тлі цієї рівномірнорозернистої маси спостерігається помітно грубіше вилучення польового скалинцю (до 5—6 мм і навіть до 8 мм). Зерна польового скалинцю переважно відповідають мікроклінові, на поверхні, у наслідок звітріння, з ясносірих стають кремовими; біотиту чимало, розкиданий рівномірно по всій масі; спостерігається також мусковіт негрубими лусочками і майже завжди поруч з зернами польового скалинцю. Іноді в граніті є просмужки 1—3 см завгрушки, де ясніше скупчений біотит, орієнтований мало не завжди відповідно до витягненості просмужка, а іноді трапляються круглі біотитові плями 1—2 см і навіть близько 5 см діаметром, що мають вигляд перетоплених ксенолітів.

В таких випадках розмір біотитових лусочок грубіший, ніж у загальній масі граніту. Зрідка спостерігаються також виразні округлені ксеноліти знайомого нам біотитового гнейсу, розміром 0,05—0,60 м. Ксеноліти, очевидно, мають характер алотигенний. Ці останні факти наводять на думку, що й цей граніт засвоїв деяку частку покрівлі. В одному щовбі спостережено випадок дрібнішої зернистості цього граніту.

Тектонічні прояви лишили по собі виразні ознаки. Спостерігається вертикальну та горизонтальну систему щілин. Вертикальні в кар'єрі Рогуса Станіслава (ближче до хати), орієнтовані на NW 295 (перпендикулярно). NW 291, спадає на NO 21 під $\angle 86^\circ$, NW 305, спадає SW 215 під $\angle 69^\circ$ і NW 295 — перпендикулярно.

Іноді площини окремостей помітно вигнуті дугою.

На вертикальних площинах помічаються виразні ознаки сповзання та поверхня тиснення, вдавлювання. На деяких площинах примазка темносірого кварцу, завгрубшки 4—6 мм; на поверхні граніт крихкий, зерна польового скалинцю зрідка мають ознаки каолінізації.

В дальшому кар'єрі щілини орієнтовані на NW 309, 311 і NO: 25°; на землі Рогуса Станіслава окремості орієнтовані на NO 49°. Як видно, більшість цих напрямків наближається до наведених Більським (4), що за Тутковським та Ласкар'овим відзначає певні тектонічні NO та NW тектонічні напрямки на Волині. У Більського (4), на його карті, за легендою, позначено для цієї ділянки бонатит, тоналіт, сірий граніт.

Мікроскопічний опис (1258, 1268, 1272, 1278). Структура гіпідіоморфнозерниста, ідіоморфізм виявлений мікрокліном. Шліфи показують, що головному масу породи становить мікроклін.

Як видно з таблиці, мінерали граніту в порядку зменшення їх розміщени так: мікроклін, біотит, кварц, плагіоклаз; вторинні мінерали: мусковіт, серицит, епідот.

Мікроклін сливе завжди має виразні кристалографічні контури, брускуватий, часто виступає в карлсбадських двояках, виміри на Федорівському столику BNg — 82°, BNm 13°, BNp 80°, 2V = — 86, — 88; часто має пертитові вrostки плагіоклазу іноді зональні, та рідко вrostки кварцу; по краях, на місцях зв'язування оточений дрібнесенькими лусочками серициту; рідше останні трапляються в середині зерна, де помічаються грубіші лусочки мусковіту з ніби обірваними краями. Іноді псевдоморфоза мусковіту на польовому скалинці.

Плагіоклаз не тільки серицитизований, а й каолінізований, через що зерна його мутуваті. Лусочки серициту розміщені найчастіше по двоякових швах і відповідно їм витягнені. Очевидно, двоякові шви це найподатливіше місце для руйнування. Визначення плагіоклазів на столику Федорова виявило такі оптичні властивості:

| | |
|------------------------|-------------------------|
| 1258 | 1258 |
| BNg 85 Двояковий закон | BNg 86 Двояковий закон. |
| манебахський | манебахський |
| BNp 78 Плагіоклаз № 12 | BNm 14 Плагіоклаз № 12 |
| BNm 15 | BNp 76 |
| 2V + 72 | 2V + 76 |

Виміри загасання на звичайному столику дали на (010) 12° chm +, тобто відповідає № 13—14.

Кварц виступає алотріоморфними зернами з хвилястим загасанням. Біотит витягненими лусочками з виразною лупністю.

Плеохроїзм $N_g = N_m > N_p$
темнодіамоновий яснодіамоновий

Іноді поруч нього лусочки мусковіту, а також бурого залізняку та магнітиту. Описаний граніт кол. Зикове, при порівнянні з Курчицьким та Житомирським гранітом (робота № 2) виділений вперше С. Більським, виявив у дечому чималю подібність до цього типу магми і особливо до Курчицького граніту. Він так само в своєму складі має мусковіт, але останній, як це доводить мікроскопічний аналіз, автопневматолітичного характеру, — тому проф. Безбородько відкидає визначення його як дволоснякового в розумінні класифікації Розенбуша.

Подібність виявляється також у мінералогічному складі, при чому як сполучник мінерал виступає брускуватий мікроклін і, до того, найчастіше в характерних карлсбадських двояках. Граніт кол. Зикове різниться від зазначених ніби трохи грубішим розміром зерна, але хімічний аналіз, зроблений в хіміялабораторії Київської філії Українського н.-д. інституту силікатної про-

мисловості асистентом Т. І. Перчиком особливо підкреслює цю подібність, коли порівняти її з хімічними аналізами житомирського та курчицького граніту, поданих у праці проф. М. І. Безбородька (2). Наводжу ці аналізи.

| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | Втр. на розжар. | Разом | |
|-----------------|--------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------------------|------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------|
| Житомир. граніт | 70,32 | 14,36 | 1,46 | 2,00 | 1,05 | 0,78 | 6,63 | 2,86 | 0,55 | 100,07 | |
| Курчицьк. „ | 70,52 | 15,44 | 0,86 | 1,49 | 1,46 | 0,81 | 4,32 | 4,22 | 0,98 | 100,10 | |
| Кол. Зик. №1272 | 69,02 | 16,69 | 1,74 | 1,00 | 0,57 | 0,96 | 0,65 | 5,25 | 3,03 | 1,04 | 99,96 |
| Мол. %/о №1272 | 76,94 | 10,95 | | 2,88 | 1,15 | 1,08 | 3,73 | 3,27 | — | 100,00 | |
| Формула за | S = 76,94 | | A = 7,00 | | C = 3,95 | | F = 1,16 | | | | |
| Озанном | s _{76,94} | | a _{17,34} | | c _{3,78} | | f _{2,87} | | n _{4,67} | | |
| | | | | | | | | | | k _{1,55} | |

Усе наведене говорить на користь аналогії між гранітом кол. Зикове, с. Курчиць та житомирським типом. Це наближає нас до думки, що граніт кол. Зикове, ймовірно, належить до магми житомирського типу, виступаючи як одна з її відмін.

Висновки

Отже, як видно з наведеного опису, на дослідженому терені з яскравою очевидністю виявлені моменти мігматизації, асиміляції та взагалі інжекційного метаморфізму. В попередніх дослідників ми не знаходимо пояснення описаних явищ таким способом, як це висвітлюється в даному разі. Міклуха-Маклай (12) визнає на цій дільниці дрібнозернисті гнейси та просто гнейси, але з докладних його описів відслонень виразно прозирають картини контактного метаморфізму. Яковичський (24) гадає, що дрібнозерниста відміна граніту найпізнішого утворення дає часті переходи в гнейс, і приходить до висновку, що обидва генетично одного походження.

В підсумках доводиться підкреслити тільки деякі характеристичні моменти. Насамперед впадає в око, що граніт не має безпосереднього контакту з гнейсом, а між ними існує проміжна смуга, виявлена флюїдною фацією цього граніту.

Польові спостереження показують, що певні явища на даній смузі можна поєднати в окремі дільниці, оскільки вони є характеристичні для них.

На підставі цих спостережень уложено додану до цього карту; в наслідок викладеного перед нами виступає така картина:

На одному кінці дослідженого району виділяється дільниця біотитового гнейсу, що помітно пережив вплив інжекційного метаморфізму, і через це спостерігаємо переходи його від тонкозернистого до середньозернистого. Ця дільниця гнейсу трохи не з усіх боків оточена комплексними породами та аплітом, а це дає підстави припускати, що зазначений гнейс — це рештки покрівлі, яка завалилася і, очевидно, відповідає roof pendants Делі. Периферійна смуга її майже завжди інжекована.

Перед цією дільницею виділяється друга, де характеристичним буде поширення еруптивних брекчій, гострокутних і обтоплених алітгенних та автигенних ксенолітів на тлі асимільованих порід і яносірних аплітів. Тут подекуди є натяк на те, що алітгенні ксеноліти найчастіше трапляються з боку, який прилягає до гнейсової дільниці, автигенні — на протилежному.

Перші часто вражають своїми розмірами. І ті, і ті утворилися в наслідок завалення покрівлі в розумінні Делі. Загалом вигляд цієї дільниці відповідає тому, що за Делі (5) можна було б назвати Shutterzone, абож, на нашу думку, зоною асиміляції та еруптивних брекчій.

На що є вказівки в літературі.

На ксенолітах, як сказано, спостерігаємо часто *lit par lit*, а це свідчить про повільний вплив магми на покрівлю, доки вона не завалилася. Проте, після тонкоповерхстованого ін'єкування відбувалися значні динамічні процеси, що спричинилися до пофалдовання, зім'яття і гнейсів, і мігматитів. Супроводження ін'єкційних процесів динамікою і навпаки відзначає в своїй праці Grubenman (23).

Разом з тим на цій дільниці дуже поширені мігматити та асиміляції, які можна було б об'єднати в дільницю мігматитів. Наступна ділянка характеризується перевагою яносірого апліту; ксеноліти хоч і трапляються тут, але рідше, ніж на попередніх ділянках; мігматити часто теж не мають того вигляду, що попередні, але трапляються досить часто; найяскравіше поширені яносірий апліт та асиміляції. Подібна картина повторюється на виїзді в Городницю з W боку та біля мосту (коло порцелярні).

Коло Городницького парку виділяється ділянка, що характеризується поширенням повернених гранітів; вони помітні також в м. Городниці понад дорогою, між базаром та тартаком. І, нарешті, нова криниця на базарі виявляє породу, що наближається до синтетктичної і, очевидно, відповідає анатексисові.

Отже що ближче до гранітного масиву, то більше в комплексних породах переважає магма, то більше в ній згладжені сліди асиміляції продуктів заваленої покрівлі, то більше останні асимільовані, поглинені, і навпаки, що ближче до дільниці гнейсу, то помітніші стають рештки покрівлі. Отож можна припустити, що ближче до граніту дах був прогрітий раніш, а під час діяння флюїдної аплітової магми східні краї її повільно спускалися, асимілювались, у той час як західні спускалися. можливо, в застиглу вже в язку масу. Це саме явище спричинилося до відхилення напрямку простягання ксенолітів тієї смуги, що ми її ототожнюємо з Shutterzone; це, очевидно, сталося в наслідок того, що смуга спускалася не одразу, а, можливо, швидше там, де була більше підтоплена і запівнювалась там, де була більше прикріплена до стійкішої дільниці. Треба відзначити той цікавий факт, що як доводять спостереження і скиби мігматитові, і ксеноліти мають часто спадання близьке до східного та південносхідного; крім переднішого тектонічного напрямку, до цього спричинилося також, можна гадати, підтоплювання магми, та чинність її флюїдної частини, які йшли із сходу від масиву кол. Зикове.

Щодо ознак динамічних і тектонічних, то на дослідженому терені їх спостерігається часто. Всі досліджені породи, очевидно, пережили тою чи тою мірою тиснення, в наслідок чого кварц усюди має хвилясте загасання.

Ознаки механічних деформацій найбільше помічаються в мігматизованих породах та в ін'єкованих гнейсах, де часто подибуємо зігнуті лусочки біотиту та зігнуті зерна плагіоклазу; не згадуємо вже про те, що кварц різким хвилястим загасанням та роздрібненістю зерен також підкреслює наявність динамічних процесів. Як відомо, Морозевич (13) та інші дослідники відзначають також хвилясте загасання кварцу в породах північної частини Української кристалічної смуги. В даному разі до утворення зазначених механічних деформацій спричинилося, ймовірно, тиснення певного напрямку. На граніті кол. Зикове ми спостерігаємо найчастіше щілини відокремлення NW напрямку. За теорією Клооса, треба думати, що тиснення було в NO — SW напрямку, а перпендикулярно до нього і утворилися зазначені раніш тріщини. Наявність площі тиснення та сповзання наводять на думку, що ці тектонічні лінії відповідають поперечним щілинам Клооса, які за автором, характеризуються утворенням брекчій тертя та площин сповзання. Щілини постали, очевидно, під ківень підпаду вулканічного діяння; тому по них могло проходити гідротермальне діяння, і в наслідок цього утворилися, як сказано, кварцові примазки на одній з вертикальних площин. Є підстави припускати, що другорядна причина тиснення була чинність флюїдної аплітової магми, багатой на рухливі елементи тиск їх на зовнішні перепони застиглого граніту могла ще збільшувати стійкість

покрівлі. Зазначений напрямок тиснення допомагає нам певною мірою пояснити утворення пегматитових жил. Але спершу кілька слів про послідовність ерупції на даній дільниці. Як зазначалося, ми маємо тут граніт, його флюїдний віджимок — аплітову магму і пегматит. Перший відокремився, звичайно, раніш ніж останні. Тепер постає питання про час і послідовність утворення аплітів та пегматитових жил. Факт незгідного прорізування пегматитом мігматитів, а також те прорізування інжекційних гнейсів і аплітових прожилків пегматитовими жилами, що інжекційні прожилки завжди різко відмежовуються від жил, а не є апофізи їх, говорить про те, що аплітова магма проробила вже свою роботу до утворення пегматитових жил, а ці останні прорізали давніші породи вже після того, як ті пережили вплив флюїдної аплітової магми. Пегматитовий матеріал залишився кінцевим віджимком останньої і шукав сприятливих умов для свого виходу. Такі умови підготувало тиснення, що до нього, гадаємо, значною мірою спричинилося діяння аплітової магми. Як сказано, простягання пегматитових жил найчастіше наближається до OW; цей напрямок близький до зазначеного напрямку тиснення NO: SW, а* згідно з Клосом (10) щілини, що постають у напрямку тиснення, частіше бувають відкриті, їх очевидно і заповнив матеріал пегматитових жил. Не менш цікаве питання, чому найбільші та найкращі родовища найпоширеніші саме на гнейсовій дільниці. На нашу думку, це можна пояснити тільки ось чим: терен мігматизації, асиміляції та апліту був ще досить пружнопластичним матеріалом, а тому тиснення не могло дати потрібних щілин, особливо відкритих: натомість гнейс з цього боку був відповідним матеріалом, і як давніша порода, був такий крихкий, що міг швидше дати потрібні тріщини. Очевидно, і всюди пристосування пегматитових жил до гнейсових дільниць, хоч би й невеликих розміром, пояснюється значною мірою саме цим явищем.

Тепер ще кілька слів про порядок нерівномірної міграції елементів або порядок входження магми — чи то через механічне вдирання, чи то способом повільного просякання в гнейс. Мікроскопічний аналіз, як сказано, дає таку картину: апатит та гранат здебільшого трапляються як ідіоморфні вклучення серед таких мінералів як плагіолаз, кварц, біотит; лусочки біотиту мають ознаки вторинної кристалізації та впливу матеріалу, що надходив, і через це краї його частенько роз'їдені, ніби обірвані; в нього занурюється кварц або плагіоклаз; зерна кварцу також іноді траплялись в такому вигляді, що в них найчастіше занурюються зерна плагіоклазу. Отже насамперед надходив матеріал субстанцій, що давав кристали апатиту та гранату, потім SiO_2 , що надходив і викристалізовувався в вигляді кварцу, а дальший Na давав кристалізацію плагіоклазу; мікроклін кристалізувався після них. Очевидно надходження K запізнювалось проти Na. Можна гадати, що прибулий матеріал у тонких інжекційних просмушках або при втяганні магми кристалізувався іноді поруч або збільшував собою відповідний давніший мінерал.

Нарешті, порівняння наведених хіманалізів чимало потверджує висловлені тут міркування про поверненість магми.

Щоб пояснити це явище, ми, крім спостереження над порядком кристалізації мінералів, проробили ще таку роботу. Відібрано різноманітні зразки прикладів гранітизації, мігматизації, інжекції, асиміляції гнейсу та граніту. Зразки становили гаму повільного переходу між вихідними породами, що при взаємодії дали різноманітні приклади комплексних порід. Визначивши мінералогічний склад, вираховано його методом Розівалія у відсотках та виміряно розмір зерен, а де було можна — й кількість інжекційних просмужок ва 5 см лінійних.

Для порівняння уложено згадувану вже тут таблицю (див. табл. 1). Наслідки одержано досить цікаві. Щоправда, до цих даних, оскільки метод не досконалий, треба ставитися досить обережно. Проте, все таки деяку картину можна собі уявити.

Таблиця мінералогічного складу

Вирахувано в %

| Назва породи | №№ зразків зерна | Біотит | Кварц | Платіокас |
|---|------------------|-----------|-----------|------------|
| Повернений граніт | 708 | 1,74 | 25,72 | 21,84 |
| Сірий апліт | 713 | 4,11 | 39,15 | 44,36 |
| | | 0,1—1,0 | 0,25—1 | 0,5—2 |
| Біотитовий гнейс | 722—721 | 32,44 | 49,12 | 16,64 |
| | | 0,05—0,08 | 0,02—0,05 | 0,04—0,07 |
| Асимілювана порода | 755 | 12,09 | 41,16 | 43,22 |
| | | 0,1—1,5 | 0,1—1,0 | 0,2—2,5 |
| Ксеноліт з ознаками втягання магми | 765 | 18,19 | 53,60 | 28,08 |
| | | 0,1—0,8 | 0,2—0,6 | 0,3—0,8 |
| Ксеноліт зрідка дуже тонкими інжекційними просмужками | 777 | 25,98 | 49,96 | 22,28 |
| | | 0,2—0,6 | 0,1—0,8 | 0,25—0,8 |
| Грубоінжектований гнейс | 779 | 10,58 | 38,25 | 48,89 |
| | | 0,1—1,25 | 0,4—1,5 | 0,5—1,8 |
| Тонкоінжектований гнейс | 779 ^a | 19,81 | 36,92 | 43,07 |
| | | 0,5—0,9 | 0,1—1,0 | 0,25—1,25 |
| Асиміляція | 791 | 15,38 | 20,35 | 64,27 |
| | | 0,2—2,20 | 0,1—1,2 | 0,4—2(3,5) |
| Мігматит | 796 | 14,52 | 17,37 | 65,93 |
| | | 0,1—2 | 0,2—1,5 | 0,5—2 |
| Міграційний гнейс | 811 | 41,63 | 11,49 | 37,52 |
| | | 0,2—3,0 | 0,2—1,0 | 0,5—2,1 |
| Ясносірий апліт | 820 | 1,63 | 31,34 | 22,18 |
| Ясносірий апліт з прожилка | 850 | 1,84 | 30,08 | 60,92 |
| Мігматит | 910 | 22,65 | 23,98 | 52,96 |
| | | 0,1—1,8 | 0,1—1,0 | 1,1—3,25 |
| Гнейс | 955 | 30,54 | 42,53 | 26,82 |
| | | 0,04—0,8 | 0,05—0,5 | 0,1—0,6 |
| Мігматит | 977 | 14,62 | 16,07 | 66,56 |
| | | 0,35—1,5 | 0,1—1,0 | 1,25—5,0 |
| Очкуватий гнейс | 1108 | 17,20 | 25,71 | 52,46 |
| | | 0,15—1,35 | 0,06—1,0 | 0,1—1,5 |
| Гнейсовий ксеноліт | 1112 | 38,03 | 34,01 | 27,24 |
| | | 0,05—0,75 | 0,06—0,8 | 0,2—0,6 |
| Граніт кол. Зикове | 1268 | 9,34 | 8,81 | 7,27 |
| | | 0,1—2,1 | 0,1—1,5 | 0,2—2,0 |
| Порода, близька до синтетичної | 1306 | 16,20 | 24,23 | 43,16 |
| | | 1,1—1,4 | 1,1—1,8 | 1,2—2,5 |
| Інжекційний гнейс | 1462 | 21,36 | 26,44 | 46,64 |

Примітка. Всюди в таблиці верхнє число показує кількість мінералу у відсотках, нижнє число — розмір зерна в мм.

порід в % до обсягу

Таблиця 1

дом Розівалія

| Мікроклін | Мусковіт | Рудні мінер. | Апатит | Разом | Кільк. просмуж. на 5 см | |
|-----------|-----------------------|-----------------|--------|-------|-------------------------------|--|
| 34,48 | 4,72 | 0,18 | 0,32 | 100 | — | |
| 11,26 | 1,12 | — | — | 100 | — | |
| 0,1—1,1 | | | | | | |
| — | 1,58 | 0,22 | — | 100 | — | Порфіробласти кварцу сягають 0,30—0,42 мм |
| 2,61 | 0,92 | — | — | 100 | — | |
| — | — | 0,09 | 0,08 | 100 | 26 | Фото 3 |
| — | — | 1,78 | — | 100 | — | |
| 2,12 | — | 0,09 | 0,07 | 100 | — | Грубіна інжекційних про- смужків 1,2 см |
| — | — | 0,16 | 0,04 | 100 | 21 | |
| — | — | — | — | 100 | — | |
| 2,18 | — | — | — | 100 | — | Фото 11 |
| 3,72 | 2,17 | 3,47 | — | 100 | — | |
| 42,74 | 2,11 | 0,15—0,65 | — | 100 | — | |
| 7,16 | — | — | — | 100 | — | Грубіна інжекційних про- смужків 3,2 см |
| — | — | 0,19 | 0,12 | 100 | — | |
| — | — | 0,11 | — | 100 | — | |
| 1,82 | — | 0,70 | 0,23 | 100 | — | |
| 1,98 | Рогова світля 2,18 | 0,27 | 0,20 | 100 | 17 | Фото 4 |
| — | — | 0,72 | — | 100 | — | |
| 70,17 | 4,04 | 0,37 | — | 100 | — | |
| 0,25—5,0 | 0,1—0,75 | | | | | |
| 12,78 | 3,37 | 0,26 | — | 100 | — | Фото 5 |
| 5,11 | — | 0,46 | — | 100 | 15 | |

Як видно з таблиці, гнейс характеризується чималою кількістю кварцу та біотиту і меншою — плагіоклазу.

Той самий гнейс (або ксеноліт) з ознаками впливу магми в такому вигляді, що трудно визначити чи механічне вдирання магми, чи просто просякання її характеризується збільшенням кількості кварцу й плагіоклазу, але перший (кварц) більше зріс, ніж другий; це ніби говорить за те, що Si, надходячи в гнейс, ніби випереджує Na; розмір зерен так само збільшується коштом біотиту та плагіоклазу.

Коли при тонкій інжекції просмужки грубшають, надходження Na дганяє і навіть випереджує Si (порівняйте 779 „а“ з 765, 777), а при ще більшому погрубшанні не тільки випереджує Na, а з'являється K (порівняйте з попередніми №№ 1108 і 1462). Разом з тим міняється й розмір зерен. Чистий апліт з відслонень характеризується надто малою кількістю біотиту й чималою кількістю мікрокліну та кварцу, при помітній кількості плагіоклазу; натомість апліт з грубого інжекційного прожилку позначається перевагою плагіоклазу (порівняйте 820 і 850), і малою кількістю мікрокліну, — це говорить за те, що Na в таких випадках випереджує Si і K. При цьому в менш грубій інжекції цей темп випередження ніби зменшується на користь Si (порівняйте з № 779). Розмір зерен знову таки збільшується при збільшенні інжекційних просмужків.

Що Si і Na при явищах інжекційного метаморфізму випереджує K відзначали Niegli та проф. Безбородько (1, 2); останній висловлює думку, що вплив SiO₂ на гнейс відповідає термальномагматичній стадії еволюції магми, натомість летючі сполуки збагачують гнейс на відповідній термопневматолітичній стадії застигання магми.

В продуктах асиміляції помічаємо, що при більшій кількості біотиту, який певною мірою можна взяти за мірило кількості поглиненого, асимільованого матеріалу сторонньої породи, помічається або відсутність мікрокліну, або менша кількість його, в той час як плагіоклаз виділяється своєю кількістю.

Навпаки, при меншій кількості біотиту (тобто меншій кількості асимільованого матеріалу) збільшується кількість мікрокліну (порівняйте 713, 755, 791), тобто асимільований гнейс ніби нейтралізує кислотність аплітової магми. Те саме, приблизно, спостерігаємо й на мігматитах (порівняйте 796, 910, 977). Порядок плагіоклазів теж ніби показує на зменшення їх основності в напрямку від гнейсу до граніту.

Мікрокліновий характер апліту наводить на думку про його генетичний зв'язок з сусідньою магмою кол. Зикове.

15.II 1930.

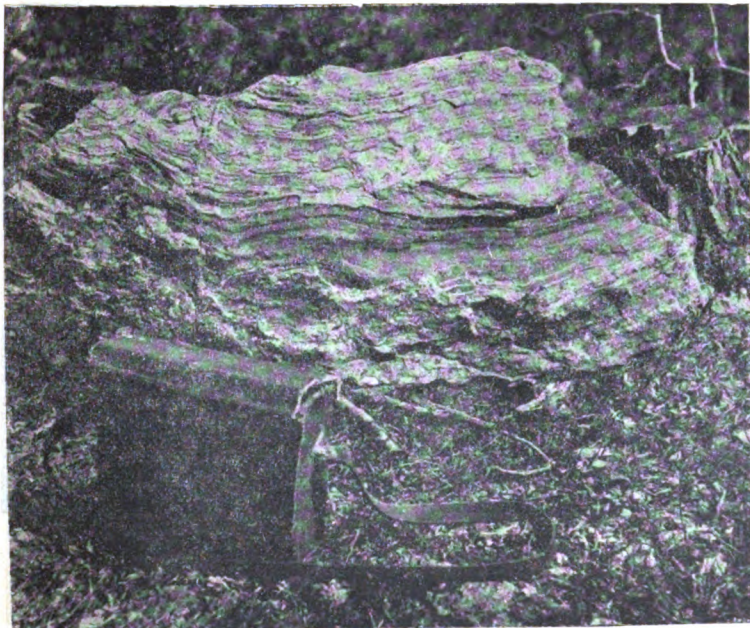
Л і т е р а т у р а

1. Проф. М. І. Безбородько, Контактные взаимоотношения гранитов и гнейсов, 1918.
2. Проф. М. І. Безбородько, Граниты Вольны и их пегматиты, 1929.
3. Проф. Ю. Г. Дубяга, Геологическая с'емка листа XXVII—12.
4. S. W. Bilsky, Entstehung der Gneise und Granitgneise Wolhyniens.
5. Делі, Магматические породы и их происхождение, 1921, ч. II.
6. Проф. Аскарев, Крат геолог. очерк Кремен., Дубен., Острож. и Староконст. уездов. Труды Об. Исследов. Вол., Прилож. к т. XII.
7. Проф. Аскарев, Краткий геологический очерк Изяславского и Новоград-Вольнского уездов. Предварительный отчет Вольнскому губернскому земскому Собранию об организации исполнения и результатах почвенных исследований Вольн. губ., произвед. летом 1913 г.
8. Левченко Ф., Отчет о почвенных исследованиях, произведенных летом 1917 г. почвенной экспед. Вольн. губ. земст.
9. Проф. В. И. Лучицкий, Происхождение гранитов Юга России. Изв. Варш. Политехнич. Инст., 1911.
10. Лодочников, Тектоники гранитных массивов и проблема батолитов Ганса Клосса, Зап. Рос. Минер. Об., ч. 55, в. II, 1926.
11. Мілай О. Г., До геології та петрографії амфіболітів та кварцитів околиць гори Корсак Могили (рукопис).

Таблиця І

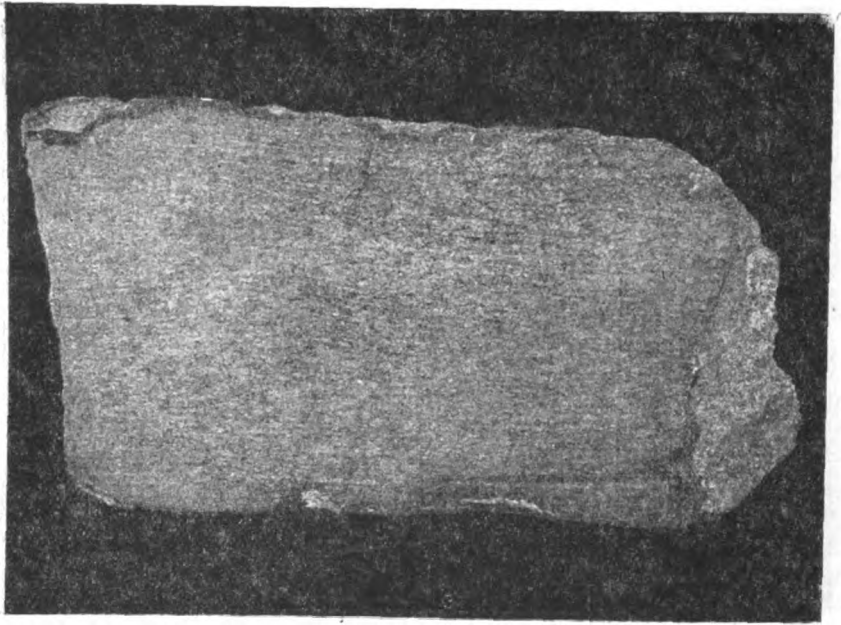


Мал. 1. Скибувата асимільована порода (до с. 96)

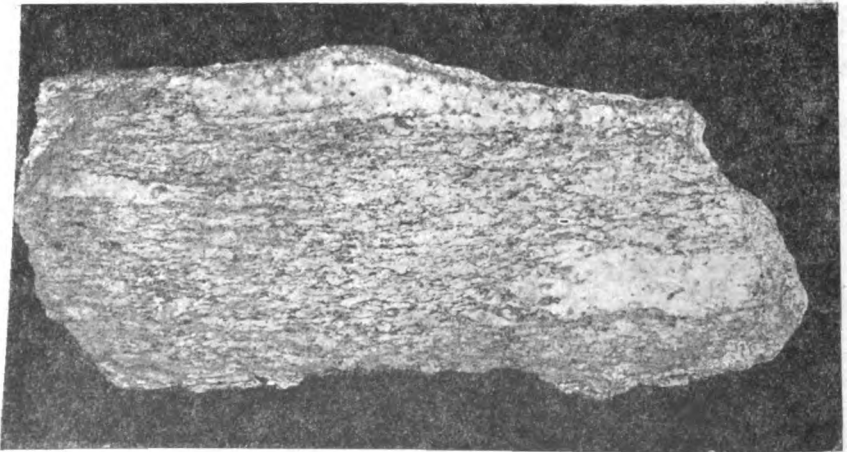


Мал. 2. Еруптивна брекчія (до с. 96)

Таблиця II

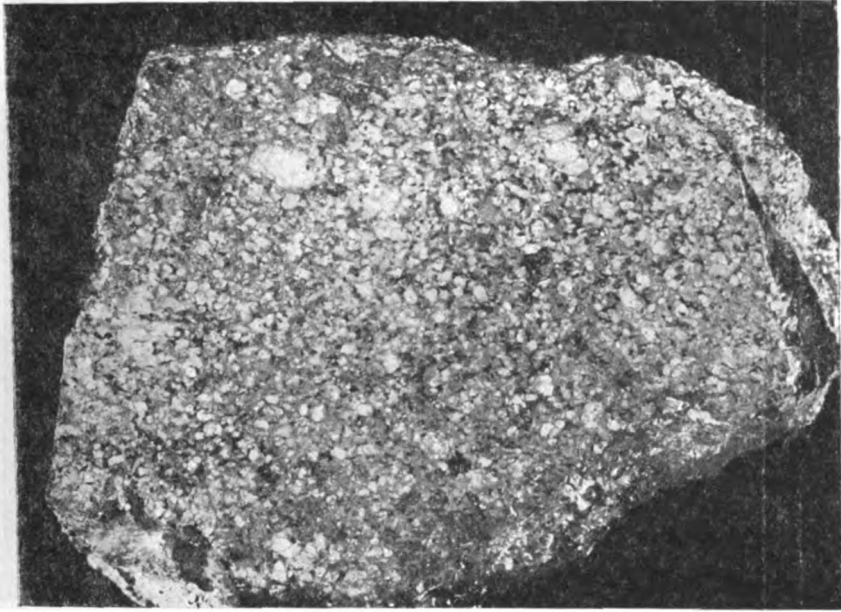


Мал. 3. Гранітований гнейс. (Зразок пришліфовано) (до с. 96)

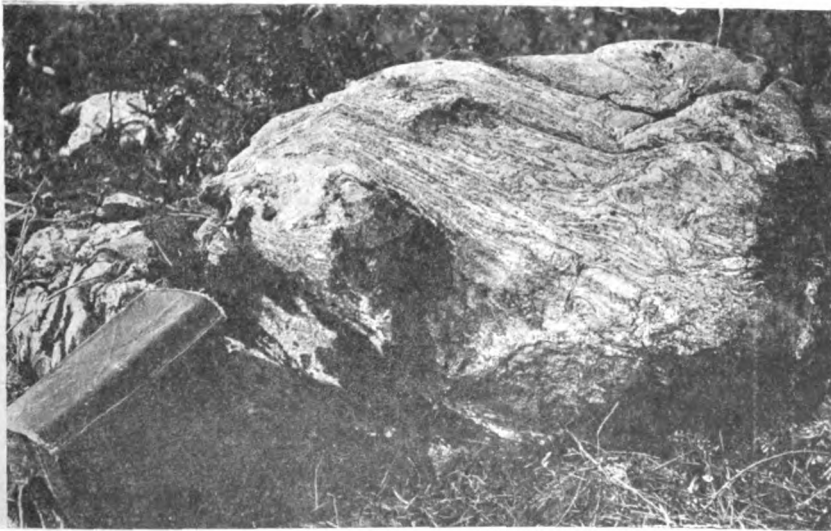


Мал. 4. Із'єкований очкуватий гнейс. (Зразок пришліфовано) (до с. 98)

Таблиця III



Мал. 5. Асимільована порода. (Пришліфовано) (до с. 108)



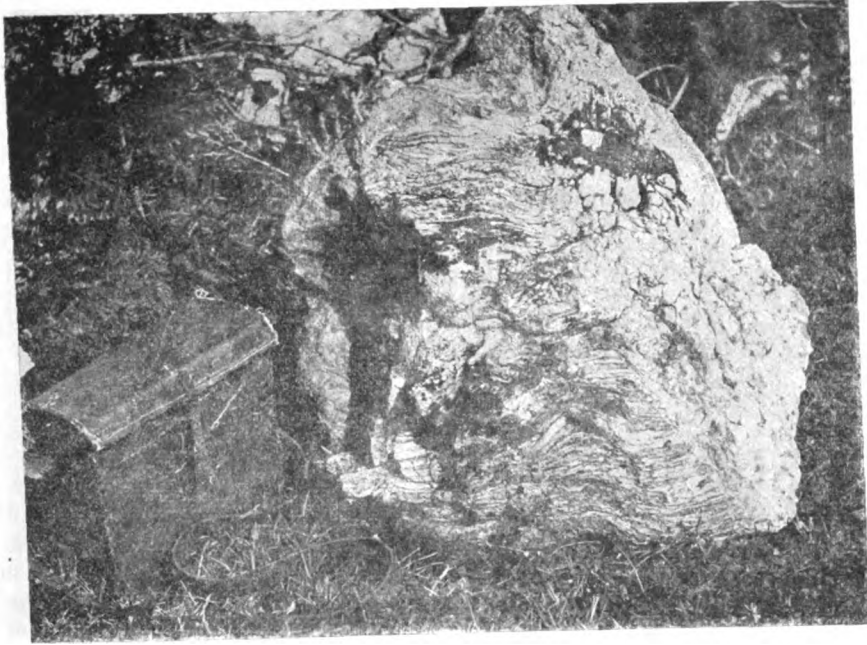
Мал. 6. Обтоплені ксеноліти (до с. 96)

Таблиця IV

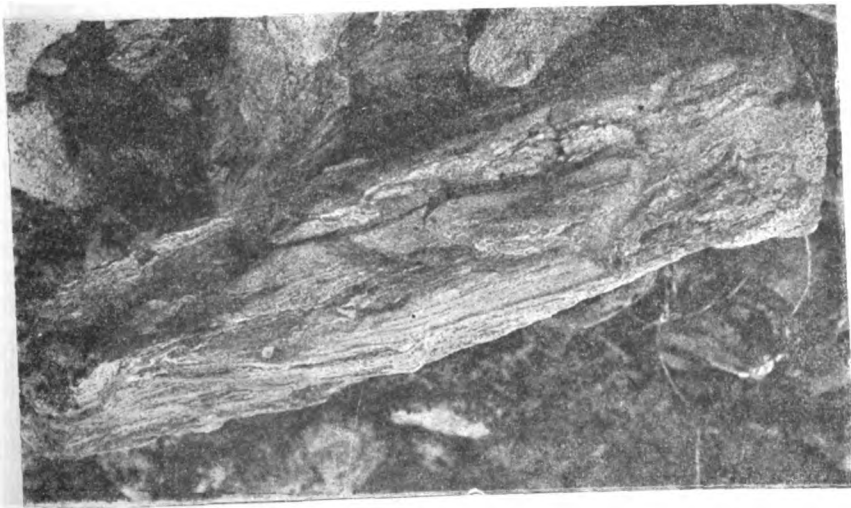


Мал. 7. Кварцитовий ксеноліт у гнейсі (до с. 96 та 101)

Таблиця V

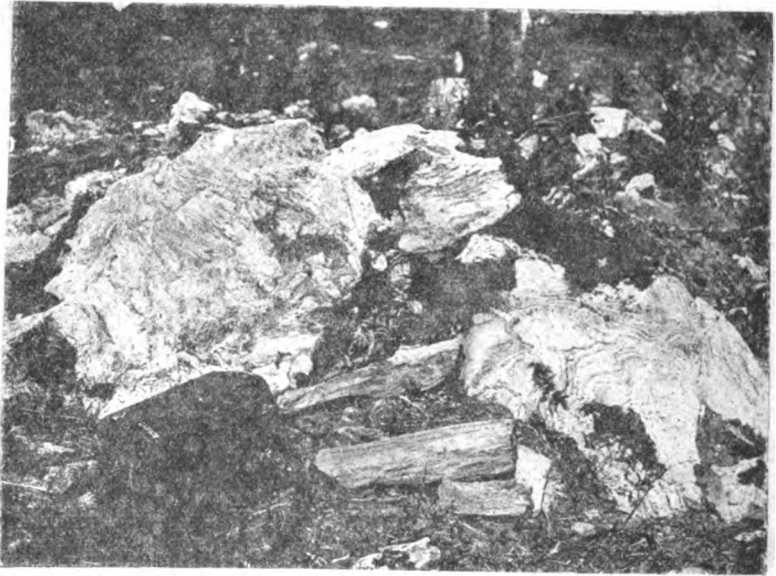


Мал. 8. Мігматит, прорізаний жилкою апліто-пегматиту (до с. 102)

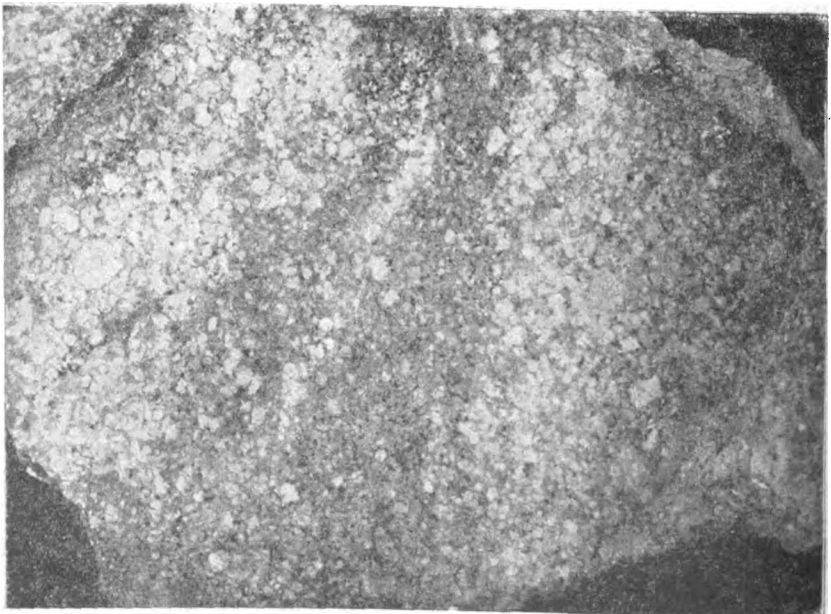


Мал. 9. Гострокутний ксеноліт (до с. 103)

Таблиця VI



Мал. 10. Апліт з ниткоподібними слідами асимільованого гнейсу (до с. 101)



Мал. 11. Мігматит. (Пришліфовано) (до с. 104)

12. Миклуха-Маклай, Геологическое исследование Новоград-Волынского и Житомирского уездов Волынь. губ., *Мат. Геол. Рос.*, XIV, № 1, 1890.
13. Морозевич, К петрографии Волыни.
14. Назаревич і Лисенко, Пегматити Волині, *Мінер. С.*, 1927, № 2.
15. Оссовский, Геолого-геогностический очерк Волынь. губ., 1857.
16. Павлов А. В., Краткий отчет о работах по исследованию кристаллических пород Александров. у. Екатери. губ. 1912 г.
17. Ткачук Л. Г., Явища інвакційного контактметаморфізму в районі р. Роськи.
18. Акад. П. А. Тутковський, Узбережжя р. Уборті.
19. " " " " Безмореновая область.
20. " " " " Геологический очерк Ровенского уезда Вол. губ. (див. № 7).
21. Проф В. Н. Чирвинский, Ксенолиты, eruptивные брекчии и явления ассимиляции в докембрийских породах Киевской губ. и прилегающей части Подолии, *Вісник Укр. Рай. геол. розв. упр.*, 1929, в 14.
22. Kreutz, O granitoch Wolynskich Zawierających turmalin lub granaty. *Rosprawy i sprawosd. wydr. matemat. przyrodn. Akad. Umiet m. XX Krakow* 1890.
23. Grubenman und Negli, *Die Gesteinsmetamorphose.*
24. Jakowicki, *Spostrzeżenia geognostyczne w Kraju zozclagającym się od brzegów moza Boltyckiego aż do brzegów morza Czarnego, Wilno, 1830.*
25. I. I. Sederholm. *Über die Entstehung der migmatischen Gesteine. Geol. Rundsch.* 4. 1913

SUMMARY

The environs of the vil. Gorodnitsa convey striking illustrations of injection contact metamorphism.

Geological and petrographic observations and the map compiled on the basis of these observations attest that the products of injection contact metamorphism may be schematically joined into separate districts or zones, which seem to have a tendency to spread in some kind of succession when passing from granite to gneiss or vice versa, namely: a zone of anatexis; rocks of fluid magma, a zone of eruption breccia and assimilated rocks, a band of migmatites, a zone of injection gneisses, granitised and unaltered gneisses.

The presence of a quartzite xenolith in the latter permit us to suppose, that they could be of magmatic origin.

The above mentioned observations throw light upon the sequence of eruptions.

First of all the aplite magma influenced gneisses by assimilating and injecting them and after this a formation of pegmatite veins followed. The pressure of fluid magma prepared fissures for this formation.

Our investigations of different varieties of mischgestein, as is shown in table I, confirm the observations of prof. Bezborodko and show a sequence of unequal migration of the elements, which depends on the influence of magma on the older rocks.

In the first place there appeared volatile compounds which formed apatite and tourmalin, next SiO_2 migrated to gneiss, after which appeared Na and lastly K. The order of their appearance and the dimension of the increment has a tendency to be connected with the size of the injection seams and the grade of assimilation.

The influence of SiO_2 on gneiss obviously corresponds to the thermal magmatic state of the evolution and the volatile compounds correspond to the thermopneumatolitic state of the cooling of magma.

До характеристики пегматитів Волині

On the characteristics of the Volyn pegmatites

На Волині, як відомо, досить давно вже існує порцелянова промисловість. Деякі порцелярні, як Городницька, існують близько 130 років. Уся порцелянова промисловість як тепер, так і колись, розвивалася на місцевій сировині. Треба сказати, що за сировину правив пегматит і дуже рідко, та й то в незначній кількості, польовий скалинець. Хоч як це дивно, але довго додержували думки, що волинські порцелярні, та й решта їх на терені СРСР, проціюють на сировині польовикового скалинцю. Ще 1926 року в роботі „Методы опробования месторождений“, зазначалося, що „использование пегматитов нам неизвестно“. Сировину для волинських порцелярень давали пегматитові жили найближчих до заводів місць. Добували мало не самі місцеві селяни відкритими вибірками. Як наслідок цього, в пегматитових районах можна спостерігати чимало старих малих і великих вибірок, що з них можна скласти собі деяке уявлення про розмір родовищ. Хоч пегматитові розробки існують давно, проте докладного матеріалу про дослідження пегматитових жил не маємо. Різні дослідники на терені Волині до 1925 р. зазначали тим чи тим способом, поруч з іншими родовищами корисних копалин, і пегматитові жили чи вилучення, не віддаючи уваги їх петрографічному та генетичному характерові й технічному значенню. Взагалі з цього питання для даного району література невелика.

1885—1886 рр. Волинь відвідав Міклуха-Маклай (13). Він відзначає в різних місцях пегматитові жили, розподіляючи їх на пегматитові, зернисто-пегматитові та зернисті гранітові жили. Щодо генези, то Міклуха-Маклай додержує погляду Креднера (1875 р.), що пегматитові жили Саксонії гідрохімічного походження й утворилися через вилугування з сусідніх порід. Але Міклуха-Маклай, заперечуючи останнє, вказує, що, на його думку, матеріал для жилотворення в вигляді розчинів перенесений із зовнішніх порід.

Ласкар'юв у своїй праці (11) перераховує ряд пегматитових жил. Оскільки район м. Городниці лежить за межами сімнадцятого аркуша загальної мапи Союзу, то через це в Ласкар'юва ми й не знаходимо відомостей про пегматитові родовища даного району.

Потреба з'ясувати забезпеченість волинських порцелярень сировиною спонукала відповідні організації поставити на порядок денний розшукові та розвідувальні роботи на пегматити.

1921 та 1923 рр. за завданням Фарфор-фаянс-тресту геолог Більський (3, 4) та Ненадкевич доповнили новими даними відомості про пегматитові жили, виділивши з них такі, що можуть мати технічне значення.

1926 р. з доручення тієї таки організації проф. С. Назаревич та Ф. Лисенко (12) відвідали чимало пегматитових родовищ на Волині, з'ясувавши можливість розробляти родовища в широкому масштабі засобами Тресту.

1927 р. Коклік у своїй статті (9) подає відомості взагалі про пегматитові родовища України, відзначаючи разом і волинські пегматити. Але

Коклік віддає найбільше уваги польовому скалинцеві, що, до речі сказати, мало поширений, тому з його статті ми не маємо дійсного уявлення про запаси пегматитів — реальної сировинної бази для порцелянової промисловості.

Гінзбург (6) 1927 р. подає відомості про пегматитові жили Волині, коротко зупиняючись на моментах їх геологічно-петрографічного характеру. В праці 1928 р. (2) проф. М. Безбородько покликається на певне значення наявності того чи того типу магми в розшуках волинських пегматитів, не довівши генетичного зв'язку поміж ними. Разом з тим, як наслідок розвідкових робіт, він наводить орієнтовні цифри запасів „пегматитової породи“, що не говорить (1) про її придатність для промисловості, а подані числа надто проблематичні.

З 1927 р. УРГРУ розпочало планоно систематично досліджувати пегматитові родовища УСРР¹. Робота була спрямована на рекогносцировний об'їзд Української кристалічної смуги, на розшуки та на розвідки. Таким способом розвідки 1927 р. П. Василенка (5) з'ясували наявність та якість пегматитової сировини в районі Токарівської порцелярні.

Розвідки 1928 р. Г. Коровниченка (10) на Шепетівщині в районі с. Рудні Новенької та с. Климентовичі виявили, що пегматитові родовища цього району значною мірою вже вичерпані, а решта не становить помітних запасів. Чималу послугу в виявленні пегматитових родовищ дало геологічне здіймання.

Наслідком такої роботи проф. Ю. Г. Дубяга відкрив 1929 р. по р. Бузулуку в районі Гуляй-Поля грубі жили рожево-червоного промислового пегматиту з запасами сировини до 200 000 тонн.

Ю. І. Половинкіна виявила ряд пегматитових жил в Зінов'ївському районі, що заслуговують уваги на дальші дослідження.

1929 р. мені довелося продовжувати розвідкові роботи в польово-скалинцевій партії УРГРУ. В наслідок цієї роботи я зібрав чимало матеріалу.

Розвідкові роботи 1929 р. охопили район с. Симонів і м. Городища на Коростенщині та околиці с. Дубрівки Баранівського району Волинської округи.

У практиці розшуків та розвідок польово-скалинцевих родовищ, як виявляється, має певне значення вивчення геологічно-петрографічних умов даного району. На це звертає увагу в останній роботі Григор'єв (7). Підходячи до справи так, дослідник частенько може дійти певних провідних показників і тим полегшити собі дослідницьку роботу. Вага принципу вивчення геологічно-петрографічних умов не зменшується і при розвідкових роботах невеликого масштабу, допомагаючи часто в деяких моментах легше орієнтуватись щодо уложення неясно визначеного родовища та його можливих розмірів, а також забезпечуючи певною мірою правдивість уявлення про можливий економічний ефект того чи того родовища. Принцип геологічно-петрографічного дослідження даного району набирає особливого значення у з'ясуванні генези пегматитових родовищ, подаючи для того певний фактичний матеріал, що його, на жаль, до цього часу знаходимо небагато.

Пегматитові родовища району с. Симонів

Геологічно-петрографічні риси району

С. Симоні лежить у середній частині р. Бастової — правого допливу р. Случа. Рівнинну поверхню околиць с. Симонів часто порушує горбуватий рельєф. Такого характеру місцевості надають банюваті горби на кристалічному фундаменті та положисті горби нав'яних пісків.

¹) Цьому значною мірою сприяло продумане планування в особі зав. від. прикл. геол. Ф. О. Лисенка і зав. планового відділу Л. Д. Розова.

І по шурфах, і по природних відслоненнях доводиться спостерігати, що кристалічні породи мало не скрізь прикриті жовтими та сірими середньозернистими пісками, що їх Ласкар'ов (16) називає беззаметневими.

На межі цих пісків та давніших порід зчаста спостерігаються куски кварцу на 0,5—5 см і більші діаметром, різної форми, кутуваті але ребра зглажені; іноді — невиразні сліди еолового оброблення (шліфування). Аналогічні уламки на сусідніх дільницях П. Тутковський (14) зачисляє до продуктів звітрювання поширених у цьому районі кристалічних порід, що їх відслонення спостерігаємо тут досить часто.

Кристалічні породи найчастіше творять банюваті горби, задерновані по схилах, а спід задерновання відслонюються різної форми — то опуклі, то витягнені — щовби, часто розбиті на паралелепіпедальні окремоті.

Іноді відслонення мають вигляд щовбів приземкуватих або досить високих, подібних до „баранячих лобів“, як от поблизу Симонівської сільради. Кристалічні породи в районі с. Симонів досить поширені. Наводжу далі їх опис.

Ур. Ставки. На землі Нестора Павленка на N від його хати лежить з пологістими схилами горбовина, що простяглася на NW: 341. На ній відслонюються окремими приплесканими щовбами граніт, іноді ніби поділений на окремоті. Граніт сірий, порфіруватий з грубими фенокрісталами польового скалинцю, що спостерігаються то грубіші то дрібніші; помічається ніби перехід від порфіруватої текстури до рівномірної зернистої; фенокрістали від звітрювання частенько набирають кремowego забарвлення. Цьому гранітові проф. М. Безбородько дає назву зінов'ївського типу (праця № 1). Разом з цим тут таки спостерігається відміна — з рожевими фенокрісталами, але і та і та відміни творять одне геологічне ціле; на одному з щовбів спостерігаємо середньозернистий сірий пегматитоїдний граніт з ознаками пегматитової текстури з чималою кількістю зерен польового скалинцю і помітною кількістю біотиту. На крайньому північному щовбі спостерігається порода, подібна до зазначеного граніту, але з більшою кількістю біотиту, що подекуди виразно зберіг орієнтовання лусочок; іноді помітні ознаки лупакуватості; на вигляд порода темніша; на цьому тлі помітні нерясні вилучення призматичних кристалів польового скалинцю розміром близько $0,8 \times 1,25$ см. Зовнішній вигляд породи нагадує мігматит. В одній із скиб — на поверхні — чималі вилучення польового скалинцю, близько 6×12 см, із зернами завбільшки 1—2 см. У другій скибі — помітний гострокутний гнейсовий ксеноліт, дрібнозернистий з вічками-ліночками польового скалинцю на—1—2—3 см діаметром; помітні і ознаки лупакуватості, подекуди — чергування ясніших і темніших просмужок; іноді виразно орієнтований біотит та ясні мінерали, розташовані тоненькими ниткуватими рядками. Порода має виразний вигляд мігматиту. На контакт з гранітом смугастість ще виразніша; спостережено щілину окремоті, орієнтовану NO: 88° , падає вертикально. Ідентичного характеру граніт спостерігаємо і далі на SSO — за 0,75 км, але серед його відслонень трапляються відслонення сірого пегматитоїдного граніту та середньозернистого сірого, ясного рожевого апліту — аплітоїдного граніту з біотитом, як от, на землі Антона Радчука. Тут на щовбах серед граніту та особливо апліту спостерігаємо також вилучення кремowego на колір, грубозернистого пегматиту з біотитом та мускозитом. Іноді пегматит прорізує апліт. На NW схилі горба, сливе в самому підніжжі його, спід задерновання ледве помітно відслонюється грубозернистий пегматит з індивідуальними вилученнями рожеватого польового скалинцю високої якості.

В ур. Потапіха, поблизу шляху, спостерігаються витягнені щовби сіро-рожевого біотитового аплітоїдного граніту, що переходить в аплітопегматит, та сірий середньозернистий апліт з вилученням грубозернистого пегматиту й кристалів польовику.

В ур. Ходика відслонюється щовбами той таки ж апліт та вилучення серед нього пегматиту, а метрів за 5 ліворуч від шляху, в траві, — витягнена окремість жили грубозернястого жовтокремового пегматиту з індивідуальними вилученнями польового скалинцю на 1,5—2 см. Аналогічні приземкуваті окремісті жил часто густо спостерігаються на цій дільниці.

Особливо характеристичне відслонення на землі Рудики Трохима. Тут в невеличкому кар'єрі, де пробували добувати пегматит, посеред усього відслонення спостерігається зона, 1—1,5 м завгрубшки, середньозернястого жовтаво-сірого, іноді ніби рожевого, пегматиту. На периферії пегматитова зона переходить у сірий та сіро-рожевий середньозернястий аплітопегматит і апліт. Ця зона непомітно переходить назовні до аплітоїдного граніту; на тлі його спостерігаються вилучення аплітопегматиту й пегматиту з текстурою, близькою до пильмовикової. Кількісне відношення цих відмін різне. Іноді спостерігаються поверхневі вилучення грубозернястого пегматиту. Порода має виразні щілини та площини окремістей, орієнтовані на NW: 279°, 284°.

В ур. Горохвище, на землі Прокопа Павленка, простягся в напрямку О невисокий еліпсуватий горб, збудований з сірого середньозернястого апліту з біотитом; серед апліту частенько спостерігаємо вилучення грубозернястого пегматиту та індивідів польового скалинцю матовосірого кольору.

В с. Симонах, біля кузні, відслонюється сірий граніт з порфірватими вилученнями фенокристалів польового скалинцю; про це відслонення згадують Ласкар'єв (11) та Лисенко й Назаревич (12).

В сл. Клярівій, на землі Зелінки Рафала, метрів за 100 на SO від хати, підноситься високий горб, де були давно вирібки пегматиту. Кар'єр розміром 10 × 5 × 1,5 м простягся NW 285° (а сам горб NW 280°). В кар'єрі відслонюється грубозернястий матовосірий пегматит з грубими індивідуальними вилученнями польового скалинцю, близько 5—6 см. На NW, за кар'єром, відслонюється сірий апліт, а на NO від нього спостерігаємо асимільований гнейсовий ксеноліт. Лупакуватість його орієнтована NO: 65°.

Ур. Дуплини. За 60—70 м праворуч від шляху з Симонів на Андрієвичі, на полі Лук'янчука Федора, підноситься з відслоненнями горб, витягнений у напрямку SW: 267°. Близьче до шляху відслонюється невеликий згаданий приземкуватий щовб граніту, а далі від шляху видно гнейсуваті скиби, орієнтовані на NO: 46° із падом на SO: 136° під \angle 54°. Щілини окремістей орієнтовані на NW 306, а падають на SW: 216 під \angle 84°.

Скиби мають то тонкі, то грубіші просмужки сірого апліту, а подекуди то темніші, то ясніші через збільшення кількості зерен польового скалинцю. Скиби мають виразний вигляд мігматизованого гнейсу і, очевидно, будуть чималих розмірів ксеноліти.

Поширений тут граніт сірий; на середньозернястому тлі його виділяються фенокристали сірjавобілого польового скалинцю; поруч із сірим спостерігається граніт з рожевими зернами польового скалинцю.

Ур. Заруб с. Андрієвич. На полі Якелини Черноус (колись Данила Голяки) спостерігаються виразні іньєковані та асимільовані гнейси, оточені довкола відслоненнями граніту і є, очевидно, грубих розмірів ксеноліти. Гнейс дрібнозернястий, біотитовий, лупакуватий, темносірий, зерна польового скалинцю трапляються іноді й грубіших розмірів на загальному тлі; спостерігаються однаково і рожеві, і сірі зерна, але переважають останні; подекуди іньєкційний гнейс виразно зім'ятий, пофалдований, іньєкційні просмужки тоненькі, розміщені згідно з лупакуватістю; виявлені вони ясносірим рівномірно зернястим аплітом, але трапляються зрідка вилучення фенокристалів польового скалинцю. Часто гранітизований гнейс має ознаки вбирання в себе магми, а не механічного вдирання її. Поруч поширені відслонення порфірватого сіноів'єського граніту з червоними зернами польового скалинцю. Іноді спостерігаються по щілинах сліди інфільтрації лімоніту. Матовожовтяві та рожеві фенокристали

польового скалинцю мають виразні кристалографічні контури, біотиту чимало; на породі помітні ознаки тиснення.

На полі Данила Голяки спостерігається щовбами різного розміру і форми то сіро-рожевий, то сірий середньозернистий апліт.

На N від останнього, на полі Шевчука Устина, є невелика неглибока каменярня, де ламали плитками іньєкований гнейс на печі. В горішній частині каменярні він значною мірою звів до стану жорстви. Але спостерігаються більш зацілілі дільниці; це, очевидно, можна пояснити наявністю гранітизації в наслідок іньєкційного контактметаморфізму. Гнейс лежить плитками, орієнтованими на NO 72°. Інєкційні просмужки відповідають ясносірому аплітові, уложені згідно лупакуватості гнейсу; сягають 2—10 мм глибини. Поруч з біотитом, у гнейсі зрідка спостерігається рогова світня, що іноді становить помітну частину. Отже гнейс біотитово-рогово-світневий.

Метрів за 150 на O від цього відслонення понад шляхом спостерігаються приземкуватими щовбами відслонення описаного передніше зінов'ївського граніту і серед нього трапляються іноді невеликі ксеноліти дрібнозернистого гнейсу.

Понад шляхом на Бараші, на полі Григор'єва Вакули та далі, спостерігається чимало горбів, зчаста помітно піднесених; по них відслонюються різної форми і розміру щовби описаного сірого зінов'ївського граніту з грубими фенокрystalами польового скалинцю та помірною кількістю біотиту.

На Супруновому полі спостерігаємо щовби сірого, середньозернистого аплітоїдного граніту; біотит іноді розміщений нерівномірно, фенокрystalи іноді менші, ніж у граніті і виділяються нерізно, кварцових зерен небагато, порода ніби проміжна між аплітом та гранітом. Серед цієї породи спостережено включення зеленаво-сірої ефузивної породи. Спостерігаються також здебільшого опуклі ксеноліти дрібнозернистого біотитового рогово-світневого гнейсу. Подекуди біотит грубшими лусочками (1,5 мм). Трапляються зрідка порфіруваті вилучення польового скалинцю. Ксеноліти дрібні, близько 6 × 10 см завбільшки. Такі відслонення продовжуються до садиби Колесника Устина, де їх спостерігаємо ще частіше і ще більші; один із щовбів має форму чотирістінної угнутої піраміди, близько 1,25 м заввишки. Граніт, як і передніший, з фенокрystalами польового скалинцю, легко кришиться під ударами, з повертні має іноді рожуватий колір.

На полі Колесника Устина спостерігаємо брудносіру породу, що наближається до грубозернистого апліту. Фенокрystalи трапляються рідко і дрібніші, ніж у граніті. Порода наближається до середньозернистого апліту з чималою кількістю біотиту.

У цій породі трапляються ксеноліти тонкозернистого темносірого гнейсу, рідко з порфіруватими вилученнями ясносірого та брудножовтавого польового скалинцю на 0,4—0,8 см, рідко до 1 см діаметром. Аналогічні ксеноліти спостерігаємо й серед подібних порід на сусідніх дільницях; лупакуватості в них непомітно.

На полі Шевчука Марка продовжується відслонення граніту й апліту витягненими, опуклими, згладженими, 1,5—2,5 м заввишки щовбами; в них спостерігаємо аналогічні попереднім ксеноліти, на місцях контакту іноді більш асимільовані. Всередині помітні перекристалізовані грубіші лусочки біотиту та рогової світні розміром 0,5 см.

На землі Наймана Арона, на завороті шляху з м. Барашів на Андрієвчій та Симоні, витягся на SW 264° грубий довгий щовб (сливе горб) відомого порфіруватого граніту з грубими, близько 0,8—1 см вилученнями зерен польового скалинцю. Граніт сіро-рожевий, біотиту помірна кількість.

Ур. Довге. Продовжується той самий сірий граніт з грубими фенокрystalами польового скалинцю; щовб приземкуватий, ніби пригладжений. В одному місці спостерігаємо окремість, що стоять вертикально.

М. Бараші. Біля містка, по обох берегах р. Ужа, до самого русла його відслонюється описаний порфіруватий сірий граніт; біотит у ньому іноді ніби плямами; звичайні зерна польового скалинцю на загальному тлі ясносірі, а фенокристали рожеваті. На лівому березі, на шляху, метрів за 50 від русла річки, спостерігається магматизований зім'ятий, роздрібнений гнейс, а поруч — середньозернистий сірий апліт.

На правому березі з поверхні граніт рожевуватий, а далі видно, що переходить у сірий; на його тлі помітні вилучення з текстурою, що наближається до аплітової.

З наведеного опису видно, що на SSW від с. Симонів переважно поширений апліт та аплітодний граніт, а в бік с. Андрієвичів та м. Барашів — більше граніт.

Мікроскопічний опис. Сірий порфіруватий граніт з фенокристалом польового скалинцю під мікроскопом має такий вигляд.

Структура виразно гіпідіоморфна. На тлі середньо рівномірнотзернистої маси — вилучення фенокристалів польового скалинцю, що мало не завжди відповідають ріштівкуватому мікроклінові і рідко ортоклазові та плагіоклазові. Механічні деформації виявлені виразним хвилястим загасанням кварцу, іноді плагіоклазу та рідко зігнутістю двояків останнього і лусочок біотиту.

Мінерали в порядку зменшення їх щодо кількості можна розмістити так: мікроклін, плагіоклаз, кварц, біотит, мусковіт, серицит, бурий залізняк, магнітит, рогова світня (один випадок). Мікроклін виступає найчастіше призматичними кристалами; він сливе завсіди решіткуватий, іноді має вrostки біотиту, рідше веретенуватий, іноді має ознаки каолінізації; пертитові вrostки мають виразніші ознаки руйнування, ніж зерна мікрокліну. Спостерігається ідіоморфізм останнього щодо плагіоклазу. Мікроклін частенько має вrostки кварцу та ортоклазу, що загасають одночасно. Слід відзначити таке явище: мікроклін у центрі залишається цілим, далі від центру проростає дрібними гієрогліфуватими вrostками кварцу, що далі до периферії все грубішають; загасають одночасно. Очевидно, на одному зерні спостерігаємо перехід від мікропегматитової структури до пегматитової.

Оптичні властивості мікрокліну:

Вимірами на фєдорівському столику виявлено:

| | BNg | BNp | BNm | 2 V | Загасання на перетинах |
|---------------------------------|------|------|----------|-------------|--|
| | | | | | $\perp \alpha$ $\perp \gamma$ $\perp \text{Ha}(001)$ |
| Граніт з сірим польовиком . . . | 85 | 67 | 22,5—86, | —87,—88,—89 | 87 9°, 10°, 11° + 16° Chm— |
| Граніт з рожевим польовиком | 87,5 | 70,5 | 20 | —86,—88—86 | + 12° |

Отже відміна з рожевим польовим скалинцем має властивості цілком ідентичні до відміни сірого граніту. Двоякові зростання мікрокліну сірої відміни найчастіше відповідають карлсбадському закономі. Пертитові вrostки мають загасання на (010) 15°, 17° 2V = + 84, + 86; тобто відповідають № 8—12. Ортоклаз трапляється рідко, виступає він витягненими кристалами, спостережено випадок хвилястого загасання. Помічається ідіоморфізм до мікрокліну. Виміри фєдорівським методом виявили: 2V = — 56, — 68, — 72°, — 76°.

Плагіоклаз мало не завсіди становить помітну частину, виступає він брускуватими кристалами і форма їх на витягнених кінцях часто-густо порушується; мало не завсіди кристали мають виразне двоякове полісинтетичне штрихування, іноді двоякові шви бувають зігнуті; спостерігається хвилясте загасання. Плагіоклази мають частенько ознаки руйнування, мутнуваті, помітна серицитизація та каолінізація; перше явище найчастіше спостерігаємо по краях зерна та по двоякових швах; оптичні властивості:

№ 62 загасання на (010) + 9; 2V = 88 — тобто відповідає № 17.

Визначення на Федорівському столику дали такі наслідки:

| № | BN _g | BN _m | BN _p | 2V | Двоєковий закон | № плагіоклазу | Пересічно | Загасання | На (010) |
|-----|-----------------|-----------------|-----------------|-------|-----------------|---------------|-----------|--|----------|
| 81 | 85.5 | 12 | 79 | +88 | ⊥(001) | 13 | №-9 | ⊥ ₂ ⊥ ₁ 83 14 | +9 |
| 213 | 10 | 79 | 88 | +82 | ⊥(010) | 11 | | | |
| 213 | 14 | 75 | 87 | +84,5 | ⊥(010) | 7 | | | |
| 215 | 76 | 14 | 87,5 | +80,5 | ⊥ RS | 5 | | | |
| 216 | 13,5 | 76 | 87 | +80 | ⊥(010) | 7 | | | |
| 224 | 12 | 78 | 88 | +88 | ⊥(010) | 10 | | | |

З наведених визначень видно, що плагіоклази є в межах № 5—13 і пересічно відповідають № 9.

Кварц мало не всюди виступає алотріоморфними зернами, завжди має хвилясте загасання, часто-густо тріщинуватий.

Біотит здебільшого виявлений витягненими лусочками з помітною лупністю, іноді лусочки зігнуті, спостерігаються частенько плеохроїчні оболонки довкола включень; плеохроїзм

$$N_g = N_m > N_p$$

темноцинамоновий - ясно-жовтаво-цинамоновий.

Мусковіт трапляється не часто і виступає як продукт автопневматоліза за рахунок плагіоклазів, що з ними він завжди зв'язаний.

Серицит спостерігається лусочками, що яскраво поляризують на тлі зруйнованих плагіоклазів; найчастіше — по двоєкових швах плагіоклазів.

Бурий залізняк частіше зв'язаний з біотитом і спостерігається по тріщинах зерен плагіоклазу.

Магнітит з виразним синьо-чорним забарвленням у відбитому світлі; спостережено один випадок як включення в кварці.

Визначення оптичних властивостей № 213 відповідають рожевій відміні і стверджують її тотожність із сірим гранітом.

Апліт. Сірий, середньозернистий, іноді дрібнозернистий. Структура мало не всюди алотріоморфна, іноді наближається до гіпідіоморфної. Механічні деформації виявлені хвилястим загасанням кварцу та зрідка мікрокліну, іноді зігнутістю двоєкових швів плагіоклазів та тріщинуватістю його зерен.

Мінерали в порядку зменшення йдуть так: головні — мікроклін, плагіоклаз, кварц, біотит; другорядні — мусковіт, серицит, апатит, бурий залізняк, циркон, епідот. Зрідка трапляється ортоклаз. Мікроклін виступає кристалами то квадратної, то прямокутної форми середнього розміру, нерідко мутнуватий внаслідок початку руйнування, найчастіше решіткуватий, загасає ⊥ γ 9°, іноді з включеннями біотиту. Пертитові вrostки плагіоклазу, що іноді трапляються, більше зруйновані, ніж мікроклін; з ними часто-густо зв'язані лусочки серициту.

Плагіоклаз найчастіше виступає таблицями та зернами з кристалографічними контурами і виразною полісинтетичною двоєковою штриховкою, іноді тріщинуватий. Є випадки виявлення ідіоморфізму плагіоклазу щодо мікрокліну; він зчаста серицитизований, це найчастіше виявлено по двоєкових швах.

Оптичні властивості:

| № | BN _g | BN _m | BN _p | 2V | Двоєковий закон | № плагіоклазу | Загасання на перестинах | На (010) |
|-----|-----------------|-----------------|-----------------|-----|-----------------|---------------|---|-----------|
| 85 | 81,5 | 18 | 73 | +86 | ⊥(001) | 9 | ⊥ ₂ ⊥ ₁ 84 14° | |
| 221 | 76 | 15 | 86,5 | +79 | ⊥(001) | 3 | 75 16° | +14° +19° |
| 86 | 88,5 | 21 | 69 | -79 | (001) | | | |

тобто № 86 відповідає ортоклазові, хоч вигляд має як плагіоклаз.

Можна припустити, що пересічно плагіоклази аплітів відповідають № 6.

Ортоклаз рідко; він виступає витягненим прямокутним зерном; загасає ⊥ z = 0; 2V — 68. Кварц — зернами неправильної форми, має хвилясте загасання, рідко тріщинуватий.

Біотит здебільшого дрібними витягненими лусочками з виразною лупністю; завжди становить незначну кількість серед інших мінералів, іноді буває

скупчений дільничками; загасає прямо; розходження оптичних осей не спостерігається. Плеохроїзм: $\alpha = \beta > \gamma$ темнобурий - брунатний. Мусковіт спостерігається рідко, мало не завжди зв'язаний з плагіоклазом, і очевидно, виступає як продукт автопневматолізу. Очевидно, до витворів цього порядку треба зачислити й дрібні лусочки серициту, що яскраво поляризує і теж завжди зв'язаний з плагіоклазом.

Бурий залізняк — розпливчастими плямами і завжди зв'язаний з біотитом, — трапляється рідко.

Апатит частіше виявлений щоглуватими стовпчиками з виразним рельєфом та від'ємним подовженням; іноді виступає опуклими зернами як включення в плагіоклаз.

Циркон, виявлений невеличкою табличкою, має яскраве високе інтерференційне забарвлення та різкий рельєф.

Гранат виступає виразними ідіоморфними зернами, відповідає альмандинові.

Епідот дає нерівномірне плямисте забарвлення.

Пегматитоїдно-аплітоїдний граніт. Середньозернястий, структура то гіпідіоморфна, то наближається до алотріоморфної. Зрідка трапляються грубіші вилучення польового скалінцю, що частіше відповідають решіткуватому мікроклінові і рідше — плагіоклазові.

Ознаки механічних деформацій виявлені тріщинуватістю плагіоклазів уперек швів та виразним хвилястим загасанням кварцу, іноді й плагіоклазу. Мінерали в порядку зменшення кількості: плагіоклаз, кварц, мікроклін, біотит. Другорядні: мусковіт, серицит, апатит, циркон, епідот. Іноді мікроклін переважає над плагіоклазом.

Мікроклін не завжди виступає решіткуватими кристалами. Він мало не завжди має пертитові вrostки плагіоклазу або вrostки кварцу. Іноді по краях проріс дрібно кварцом і тоді має вигляд мікропегматитової письмовикової структури; ближче до краю зерна вrostки грубіші.

Плагіоклаз має вигляд, як і в попередніх випадках.

Оптичні властивості.

| $B_N g$ | $B_N m$ | $B_N p$ | $2V$ | Двоковий закон | № плагіоклазу | Загасання на перетинах |
|---------|---------|---------|------|----------------|---------------|---|
| 14 | 75 | 88.5 | + 84 | $\perp (010)$ | 7 | $\frac{1\alpha}{83} \quad \frac{1\gamma}{12}$ |

Біотит виступає неправильними лусочками. Решта мінералів має вигляд, як і в попередніх випадках.

Ін'єкований гнейс (з каменярі). Структура кристалобластична. В одних шліфах рогова світня є, в інших немає, темні мінерали орієнтовані не завжди; механічні деформації виявлені різким хвилястим загасанням кварцу, іноді плагіоклазу, останній спостерігається іноді (зрідка) з зігнутими двоївками.

Мінералогічний склад у порядку зменшення кількості мінералів:

В № 246. Рогова світня, біотит, кварц, плагіоклаз, апатит.

В № 245. Кварц, біотит, плагіоклаз, апатит.

В № 228. Плагіоклаз, біотит, кварц, рогова світня, гранат, магнітит, бурий залізняк, апатит. Мікрокліну не спостерігається. Ін'єкційні впорски іноді ніби розсувають біотитові лусочки.

Плагіоклаз брускуватими кристалами дає зчасти полісинтетичне двоєкове штриховання, іноді має включення рельєфних стовпчастих кристаликів апатиту. Зрідка помічаються ознаки руйнування; загасання на (010) — 8. (№ 245).

Оптичні властивості плагіоклазів визначені на федорівському столику:

| № | Ng | Nm | Np | 2 V | Двоєвий закон | № плагіо-клазу | Пересічно | В межах ан-дезину та лаборатору. |
|-----|------|-----|--------------|---------------|---------------|----------------|-----------|----------------------------------|
| 246 | 73,5 | 6,5 | 88 — 85 — 86 | \perp (001) | 32,5 | } 42 | | |
| 247 | 16 | 73 | 87 — 82 — 82 | \perp (010) | 37 | | | |
| 248 | 13,5 | 77 | 85 + 88 | \perp (021) | 54 | | | |

Біотит виступає орієнтованими лусочками, кінці іноді ніби обірвані, лупність виразна, плеохроїзм $\gamma = \beta > \alpha$ з ним іноді пов'язані динамоновий — яскожовтуватий;

плями бурого залізняка. Рогова світня в деяких шліфах становить значну частину; виявлена витягненими або розпластаними зернами. Плеохроїзм $\alpha < \beta < \gamma$ кут лупності на перетинах $\perp Z = 125$, кут жовтаво-зелений, зелений, густозелений,

загасання за призмою $11^\circ, 16^\circ, 17^\circ$. Симетричне загасання двоєків $16^\circ, 16^\circ$. Іноді рогова світня виступає як включення в плагіоклаз.

З роговою світнею часто зв'язані кристали магнітиту, що трапляються і поруч, і серед зерен рогової світні, в відбитому світлі мають характерний синьо-чорний колір. Апатит виступає короткими стовпцями, найчастіше як включення в плагіоклаз.

Гранат виступає ізотропними зернами окремо і як включення.

Гранітизований та асимільований гнейс. Порода іноді зберігає ознаки лупакватості. Іноді виразно виявлене чергування темних і ясних просмужок. Структура переважно мігматитова, в сліди кристалобластичної структури. Лусочки біотиту часто зберегли орієнтовання. Механічні деформації виявлені виразним хвилястим загасанням кварцу, дуже рідко плагіоклазу та рідко — зігнутістю лусочок біотиту. Розмір зерна $0,1-0,5$ мм. Мінералогічний склад у порядку зменшення кількості: плагіоклаз, кварц, біотит — в одних, або рогова світня — в других, мікроклін — не в усіх шліфах, апатит, дуже рідко гранат, два випадки циркону, два випадки титаніту, рідко магнітит та хлорит, один випадок рутилу.

Плагіоклаз виступає витягненими зернами, часто з кристалографічними контурами. Іноді занурюється в біотит.

Оптичні властивості визначені на федорівському столику:

| № | Ng | Nm | Np | 2 V | Двоєвий закон | № плагіо-клазу | Пересічно |
|-----|------|------|----------------|---------------|---------------|----------------|-----------|
| 72 | 5 | 84 | 88,5 — 84 — 86 | \perp (010) | 23 | } 31 | |
| 233 | 8,5 | 81 | 89 — 86,5 | \perp (010) | 30 | | |
| 233 | 70 | 19 | 88,5 — 80 | \perp (001) | 32 | | |
| 223 | 83,5 | 58,5 | 32 + 85 | \perp (001) | 39,5 | | |

(010)

Кварц виступає зернами неправильної форми; виявлено виразне хвилясте загасання. Включень не спостережено.

Біотит лусочками з ніби обірваними кінцями. Іноді спостерігається по краях рогової світні, іноді в нього включений гранат; довкола включень — плеохроїчні дворики. Плеохроїзм $N_g = N_m > N_p$ темнодинамоновий, жовтавий.

Рогова світня то витягненими, то розпластаними зернами. Плеохроїзм жовтаво-зеленавий, синяво-зеленавий, зелений (негустий). Кут лупності на перетині $\perp Z = 124, 126$. Загасання по лупності 25° , симетричне загасання двоєків $13^\circ, 14^\circ, 14,5^\circ$.

Мікроклін — здебільшого решіткуватий, невеличкими зернами, загасає на перетинах $\perp \gamma 9^\circ, 10^\circ, 11^\circ$.

Апатит виступає короткими та довгими рельєфними стовпцями, найчастіше як включення в плагіоклаз, іноді — опуклими зернами; подовження негативне. Гранат — ізотропними зернами, іноді як включення в біотит. Магнітит іноді виступає витягненими кристалами поруч біотиту; у відбитому світлі дає синьо-чорне металеве забарвлення.

Циркон виділяється своїм різким рельєфом яскравим інтерференційним забарвленням у вигляді дрібненьких призматичних табличок. Дрібні лусочки хлориту — по краях рогової світні.

Рутил — голчастими вrostками в кварц. Наявність контактних мінералів виразно говорить про вплив інжекційного контактметаморфізму.

Гострокутні ксеноліти (197—206). Структура наближена до кристалобластичної; ксеноліти дрібнозернисті, зерна завбільшки 0,5—2,5 мм. Спостерігається орієнтування мінералів, що дає вигляд смугастості.

Мінералогічний склад у порядку зменшення: плагіоклаз, біотит, кварц (іноді його більше за біотит), рідко — ільменіт; трапляється апатит та гранат; внаслідок руйнування плагіоклазу зрідка спостерігаються дрібненькі лусочки серициту. Плагіоклаз виявив симетричне загасання $+3 =$ олігоклазу та погасання з $\perp 12 \text{ Chm} =$ олігоклаз-андезин. Інші мінерали мають вигляд, як і описані передніше.

Обтоплені дрібнозернисті ксеноліти під мікроскопом мають виразно дрібнозернисту кристалобластичну структуру. Від попередніх різняться тільки розміром зерна. Мінералогічний склад аналогічний до описаних передніше ксенолітів.

Як бачимо, визначення плагіоклазів граніту, пегматоїдного та аплітоїдного граніту й апліту подають ознаки різниці їх кислотності, а визначення плагіоклазів гнейсу та мігматитів показує наочно зменшення основності в напрямі від гнейсу до мігматитів, і навпаки, збільшення їх кислотності, що буде характеристичним для явищ мігматизації та інжекційного контактметаморфізму за дослідями Седергольма, Грубенмана та Niegli.

Опис пегматитових родовищ в околицях Симонів

Відслонення пегматитових родовищ у районі с. Симонів трапляється, як уже сказано, часто, але родовищ, що постачали б сировину, обмежене число.

Родовище на землі Павленка Сидора (табл. 1, рис. 4) в ур. Ставки лежить на початку правого схилу долини р. Бастової, метрів за 300 від її русла. Тут відкрито дві вирібки: ближчу до русла річки 1906/07 р., а дальшу — 1928 р. Сировину брали для Барішівської порцелярні. Як можна судити з розвідкових робіт, очевидно, обидві вирібки лежать в одному пегматитовому тілі, що має вигляд верстової жили. Елементи уложення найвиразніше виступають в південній частині родовища, де жила має простягнення NW: 275°, 281°, 288°, падає на SW під $\angle 2^\circ$ близько до поверхні, а на глибині 1,2 м — 16°, на глибині 2,4 м — 19°, в східній частині, на глибині 3 м — 32°.

Уложена жила серед гранітуватої породи з великою кількістю біотиту та виразними фенокристалами польового скалинцю. В приконтактній зоні граніт багатший на біотит і бідніший на зерна польового скалинцю, що їх розмір зменшується; порода наближається до мігматиту. Деякі вирібки виявляють гранітуватішу породу, поділену на грубі плиткуваті, трохи зігнуті окремість; орієнтовані на NW: 284°, падають на SW: 194° під $\angle 74^\circ$. Іноді спостерігається відміна аплітової текстури. Тенденція до утворення фенокристалів залишається. Наявність значної кількості біотиту проти раніш описаного поширеного тут граніту не дозволяє вважати породу в даному разі за тип зівнівського граніту, а тільки за сателіт її. Вибірка № 3 (див. табл. 1, рис. 1) показує, що жила перегибалася; продуктивніша, грубіша частина спадала на SSW, а товша, з гіршим матеріалом — на N. Грубина порід, що вкривають жилу, сягає 1,15—2,35 м.

Жила виявлена переважно яснокремово-жовтавим пегматитом, що на ділянці ш. I зернистої текстури, а решта письмовикової, але східний край майже виключно аплітовий, часом рясно усіяний альмандином. Польовик виявлено на глибині 2 м у шурфі № 54 та на NW від рівчака 3.

Жила на ділянці вибірок 3 (табл. 2, рис. 1), 24, 10 (табл. 1, рис. 4) та в північній частині виключно письмовикової текстури часто з гранатом, рідше з біотитом. На ділянці ш. I її будова в вертикальному напрямку міняється, а саме: горішня частина (сама жила, без нанесень)—0—0,22 м виявлена грубозернистим пегматитом з бруднорудагим польовим скалинцем (до 2—3 см кристали), темносірим кварцом та видовженими іноді на 2—5 см лусками біотиту; глибше 0,22—0,46 м — такий самий пегматит, але чистіший від біотиту; 0,46—0,88 м — лежить майже без біотиту ще більш грубозернистий пегматит; 0,88—0,96 м — цей пегматит переходить на мікропегматит; тут цікаво спостерігати, як тонкозерниста письмовикова текстура на віддалі 4—7 см змінюється в середньозернисту; 0,96—1,01 м — іде апліт, рясно усіяний альмандитом, часто звітрілим. 1,01—1,14 м аплітоїдна порода рясно усіяна мусковітом та біотитом і має вигляд ніби спресованої; в інших вибірках лусочки мусковіту в апліті мають вигляд променястих або снопкуватих. Продуктивна частина жила, як видно, має ознаки диференціації.

Запас придатної до вжитку сировини 148 тонн.

Мікроскопічний опис. Мало не в усіх шліфах спостерігаємо пегматитову та письмовикову структуру. Іноді помітно перехід від мікрописьмовикової структури до письмовикової.

Польовий скалинець відповідає решіткуватому мікроклінові — пертиту; загасання визначене методом Фукє $\perp \gamma + 8^\circ, + 15^\circ$, негрубі пертитові вrostки виявляють, симетричне загасання $- 16^\circ \text{ Chm} +$, тобто відповідають альбітові = № 3. Зростання закономірне. Вrostки загасають одначасно. В мікрокліні іноді трапляються дрібні вrostки кварцу з хвилястим загасанням. Часто можна бачити вузькі довгі платівочки епідоту $\text{Chz} \pm$, плеохроїзм сливе непомітний; виступає як вторинний продукт.

Спостережено з характерними кристалографічними контурами зерномагнітиту, що у відбитому світлі має синьо-чорний колір. Ознаки руйнування польового скалинцю виявлені каолінізацією майже рівномірно по всьому зерну.

Ортоклаз спостерігається рідко. Оптичні властивості його: загасання на перетині $\perp \alpha 0^\circ, \perp \gamma 4^\circ$ на $(001) - 0^\circ 2V - 72^\circ$.

Пегматит письмовикової текстури. Польовий скалинець взаємно проріс кварцом, що загасає хвилясто — всі вrostки одночасно. При письмовиковій текстурі зерна кварцу менші, ніж при звичайній зернистій пегматитовій. Польовий скалинець відповідає найчастіше решіткуватому мікроклінові, що загасає в перетинах $\perp \alpha 86^\circ, 84^\circ, 82^\circ, \perp \gamma 7^\circ, 8^\circ, 9^\circ, 11^\circ$, а на $(001) + 11 2V - 86^\circ, - 84^\circ$. Мікроклін зчаста мутнуватий у наслідок руйнування. Пертитові вrostки характеризуються симетричним загасанням $- 16^\circ, - 16^\circ, 5^\circ$, тобто відповідають альбітові в межах № 3. Дрібні лусочки серициту, що яскраво поляризують, найчастіше спостерігаються по тріщинуватостях. Іноді спостерігається біотит невеликими, трохи витягненими платівками.

З біотитом іноді зв'язаний червоно-бурими плямами бурий залізняк, що виступає часто-густо і по тріщинах мінералів. Мусковіт зв'язаний з плагіоклазом: його не можна часто відрізнити від серициту, іноді лусочки мусковіту вігнуті.

Гранат спостерігається у вигляді опуклих або закруглених ізотропних зерен, іноді яснорожевого забарвлення при одному ніколі.

Перечислення на мінералогічний склад методом Розівалья дає: мікроклін — 68,05%, пертитові вrostки — 7,53%, кварц — 22,66%, мусковіт — 0,39%, біотит — 0,15%, альмандин — 1,32%.

Хімічну характеристику пегматиту цього родовища дають хіманалізи, що їх виконала лабораторія УРГРУ

| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | Трата на розжарювання | Разом |
|--|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------------------|-------------------|-----------------------|--------|
| 4001 ¹ | 72,6 | 14,19 | 0,65 | 0,51 | | 9,25 | 2,00 | 0,64 | 99,86 |
| На 100% | 72,73 | 14,21 | 0,65 | 0,51 | Сліди | 9,26 | 2,00 | 0,64 | 100,00 |
| Вирахувавши H ₂ O на мусковіт | 73,18 | 14,30 | 0,65 | 0,51 | | 9,32 | 2,02 | 0,02 | 100,00 |
| 4002 ¹ | 72,19 | 15,00 | 0,88 | 0,50 | 0,03 | 8,88 | 2,10 | 0,37 | 99,95 |
| На 100% | 72,23 | 15,01 | 0,88 | 0,50 | 0,03 | 8,88 | 2,10 | 0,37 | 100,00 |
| Вирахувавши H ₂ O на мусковіт і відкинувши решту води . | 72,48 | 15,06 | 0,88 | 0,50 | 0,03 | 8,91 | 2,12 | 0,02 | 100,00 |

Мінералогічний склад:

| | мікроклін | альбіт | анортит | кварц | мусковіт | біотит ² | альмандин | Al ₂ O ₃ | MgO | Fe ₂ O ₃ | |
|------|-----------|--------|---------|-------|----------|---------------------|-----------|--------------------------------|-----|--------------------------------|-------|
| 4001 | 54,99 | 17,11 | 2,54 | 24,11 | 0,39 | — | 1,49 | + 0,63 | — | — | = 100 |
| 4002 | 52,56 | 17,95 | 2,49 | 24,93 | 0,39 | 0,05 | — | + 0,75 | 0,0 | 0,80 | = 100 |

Чистий польовий скалинцевд

| | альбіт | анортит | Плагіоклаз: |
|------|--------|---------|-------------|
| 4002 | 72 | 24,59 | 3,41 |
| 4001 | 73,68 | 22,92 | 3,40 |

Аб 79,32; Ап 20,60
" 78,57 " 21,43

Отже, коли порівняти з наслідками мікроскопічного дослідження, то Na—F лишається в твердому розчині близько 11,98%, — що лежить в межах наслідків дослідів П. Чирвінського [15], Макінен [16] та Б. Куплетського [17]³.

Апліт. Структура алотріоморфна, середньозернистий. В шліфі переважає решіткуватий мікроклін та мікроклін мікропертит, що загасає на (010) + 15°.

Грубіші зерна останнього дають мікропегматитову структуру. Рідко спостерігається ідіоморфізм плагіоклазу щодо мікрокліну, погасання плагіоклазу \perp γ 4°, 4,5°, симетричне загасання — 11°, тобто плагіоклаз № 8.

Біотиту мало, гранат спостерігається часто.

Значний відсоток заліза не перевищує норм, можливих для пегматитової сировини, до того ж частину його становлять залізисті патьоки по щілинах, що під час одмивання сировини можуть частково зникати. Позитивним моментом для характеристики сировини буде значна перевага калію над натрієм і чималий процент їх суми. Загалом сировину можна використати для порцелянової промисловості.

Родовище в садибі Цумана Юрка. Проф. С. І. Назаревич та Ф. О. Лисенко (11) характеризують як жильне тіло з жовтим польовим скалинцем та сірим кварцом, уложене серед сірих гранітів. Сировину брали колись для Барашівської порцелярні, а 1927 р. для Коростенського заводу. Родовище зв'язане з еліпсоїдальної форми шовбом — горбом сірого аплітоїдного середньозернистого біотитового граніту, серед якого є вилучення грубозернистого пегматиту та індивідів матовосірого польовику. Масив витягнений на NO. Північно-східна частина горба шовба і дає пегматитове та апліто-пегматитове вилучення. Спостережено площини окремих, орієнтовані NO:40, падають SO під ∠ 79°, NO:42°, падають на NW:312° під ∠ 31°; на останній площині орієнтована частина родовища жилуватої форми (див. табл. 1, рис. 2). Жильне тіло на ділянці шурфів 3 та 6 сягає 0,93 м глибини, падає на NW:306° під ∠ 14—31°. Виявлене

¹ За каталогом проф. М. Безбородька, що передав ці аналізи до роботи.

² Вирахувано як і решту аналізів, за пересічним аналізом біотиту проф. М. Безбородька (1).

³ Правда, слід узяти до уваги, що хімічний аналіз дає прибільшення Ап, порівнюючи з наслідками хіманалізу.

жовтаво-рожевим письмовиком, зрідка з гранатом, до висячого та лежачого бо-ків поступово переходить у дрібносередньозернистий апліто-пегматит, апліт та аплітоїдний граніт; у центральній частині поділяється тонким аплітовим прожилком. Решта родовища виявлена дрібними пегматитовими та аплітовими вилученнями серед аплітоїдного граніту. Часто спостерігається поступовий перехід між усіма відмінами. На периферії більшає апліту та аплітоїдного граніту. Є гранат, біотит та частіше мусковіт. Іноді апліт з променясто-снопуватими вилученнями мусковіту. Родовище не має характеру жильного. Аналогічний характер виявляють й інші родовища в цьому районі.

Родовище на землі Козла Максима, розміром 30×36 м, подібне до попереднього, має вигляд лінзи з пегматитовим вилученням у центрі. Орієнтоване на NW: 287—294°; каолінізація ледве помітна. Зазначені родовища не промислові, бо кращий матеріал уже вибрано.

Мікроскопічний опис. Структура мало не завжди пегматитова, найчастіше письмовикова, виявлена взаємним проростанням решіткуватого мікрокліну та кварцу, вrostки його загасають одночасно. Відношення кварцу до мікрокліну хитається між 11%:89% — 34%:66%, пересічно 22%:78%; калієвий польовий скалинець виявлений найчастіше мікроклінпертитом та мікрокліном. Загасає на (001) + 12°, ⊥ γ 9°, ⊥ α 86°. Пертитові вrostки виявлені то поодинокими зернами плагіоклазу без певного орієнтування, то у вигляді лейст; іноді мікроклін мутнуватий. Руйнування походить від каолінізації та серицитизації. Епідот трапляються значно рідше за серицит. Біотит та мусковіт — рідко.

Лусочки біотиту дають темнобурі плями, подібні до бурого залізняка, явища плеохроїзму в такому разі непомітно. Магнітит трапляється рідко дрібними зернами. Гранат виявлений ізотропними опуклими зернами, що мають рожевисте забарвлення при одному ніколі, і трапляється нечасто. Плагіоклаз з'являється в тих випадках, коли пегматит наближається своєю текстурою до аплітопегматиту.

Його оптичні властивості визначені федорівським методом:

| | BN _g | BN _m | BN _p | 2V | Двоак. закон | № плагіо-клазу |
|-------|-----------------|-----------------|-----------------|--------------|--------------|----------------|
| № 536 | 11 | 78,5 | 88 | + 72°; + 74° | ⊥ (011) | 10 |
| № 565 | 88,5 | 88 | 1,5 | + 72° | ⊥ (100) | 4 |

Пересічно плагіоклаз аплітопегматиту дорівнює № 7.

Апліт та аплітопегматит даного родовища виразно різняться від описаного пегматиту структурою, значно меншим розміром зерна (в пегматитах зерна польових скалинців сягають від 5—8 мм до 1,2 см, а в апліті 0,5—3 мм) і перевагою плагіоклазу над мікрокліном. Механічні деформації виявляють різке хвилясте загасання кварцу, іноді мікрокліну та плагіоклазу, зігнутість двоякових швів останнього та зігнутість лусок мусковіту, іноді зерна плагіоклазу потрошені.

Оптичні властивості плагіоклазу:

| | BN _g | BN _m | BN _p | 2V | Двоак. закон | № плагіо-клазу |
|-------|-----------------|-----------------|-----------------|------------|--------------|----------------|
| № 563 | 77 | 13 | 89 | + 68, + 72 | RS | 5 |

Апліт з ознаками гранітної текстури під мікроскопом має одночасно і алотріоморфну структуру, і пегматитову, де спостерігається взаємне проростання решіткуватого мікрокліну й кварцу завжди з хвилястим загасанням. Зерна мікрокліну сягають 4—6 мм. Часто-густо помітна перевага мікрокліну над плагіоклазом та кварцом, і окремо, і разом. Біотиту та мусковіту трапляється нерясно. Чимала кількість мікрокліну дає підставу гадати, що згодом ця порода може заступити в порцеляновому виробництві пегматит, коли цей останній вичерпають. Плагіоклаз виступає як і в попередніх породах. Визначення на федорівському столику дало 2V + 84°, + 84°. Отже наведені

наслідки мікроскопічного дослідження свідчать про спорідненість аплітів пегматитоїдного граніту та аплітопегматиту пегматитових тіл з поширеними в Симонівському районі сірим аплітом та гранітом.

Червоний Бір. Родовище на землі Ковальської Софії (табл. 1, рис. 7) відоме ще в 1906/07р. Тут, залишилося багато ямищ, як наслідок колишнього добування. Розвідкові рівчаки, пороблені через усе родовище, виявили, що кристалічне тіло з пегматитом лежить на глибині пересічно 2—2,5 м під нав'язними жовтими та сірими середньозернястими пісками. Горішня межа родовища мало не збігається з поверхом ґрунтових вод і починається на глибині 1,5—2 м. Ґрунтові води позначаються досить інтенсивним припливом. Горішня частина пегматитоїдної породи починається каолінізованою звітрілою жорстуватою масою, що з водою має молошнокаолінової колір. Серед цієї маси лежать різного розміру окремі кусні пегматиту. З глибиною розмір кусків більшає, а кількість їх ряснішає. В шурфі 5 відслонюється кристалічна порода, що має вигляд сіро-рожевого, від середньо- до грубозернястого, пегматитового граніту з біотитом, що в наслідок звітріювання досить легко кришиться. На тлі загальної маси рельєфно виділяються вилучення жовтаво-рожевого пегматиту та індивіди такого ж таки польового скалинцю; поміж ними невеличкі кубла сіро-жовтавого середньозернястого апліту, усіяного лусочками біотиту. Зверху, як видно по стінках шурфа, описана кристалічна порода вкрита звітрілою каолінізованою жорстуватою масою, аналогічною згаданій.

Біля скелі спостерігаємо чимало жорстуватої маси. Скаля має площину окремоті, орієнтовану на NW: 358, падає на SW: 268° під $\angle 78^\circ$.

В деяких вирубках виступає більш звітріла порода, злегка лупакувата (ніби спресована).

Вглиб в інших вирубках вилучення пегматиту значно грубші — сягають 15×20—25×30 см. Загальне тіло становить звітрілий аплітограніт, злегка каолінізований. Серед нього помітні невеликі скупчення темних лусочок біотиту та рогової світні. Спостережено поступовий перехід від звітрілої жорстуватої маси вгорі до міцнішого роздрібненого тіла внизу. Пегматитові вилучення легко виламуються, але добуванню перешкоджає швидкий приплив ґрунтової води. Ті, що працювали тут, кажуть, що пегматит добували примітивними штольнями, взимку, коли замерзлий пісок згори не обвалювався, а рівень ґрунтових вод знижувався. Пегматит рожевий, середньозернястий, подекуди жовтавий від інфільтрації лімоніту. Текстура часто письмовикова. Сортування можливе. Придатного матеріалу на 1 куб. м виходить 1,5 цетнера.

Довжина родовища сягає 130 м, а ширина 52,5 м. Родовище простягається в NW напрямку. Запаси промислової сировини на глибину 1,5 м — 537 тонн.

Мікроскопічний опис. Структура мало не виключно письмовикова. Польовий скалинець відповідає переважно мікроклін-мікропертитові. Незначна кількість пертитових вrostків забезпечує перевагу калію над натрієм. Пертитові вrostки іноді не йдуть паралельно до сіток; їх оптичні властивості: загасання на (010) + 19°, Chm +, тобто дорівнюють альбітові в межах № 6. Біотит та мусковіт спостерігається рідко, а серицит та епідот — частіше, але як вторинні продукти. Кварц має завжди хвилясте загасання. В одному з шліфів спостережено звичайну рогову світну, якої не траплялося серед раніш згаданих пегматитів. Патьоки лімоніту трапляються поруч з біотитом.

Хімічний аналіз зразка польового скалинцю, що його виконав науковий робітник Перчик, дав такі наслідки:

| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | Втрата на розжарювання | Разом |
|--|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------------------|-------------------|------------------------|--------|
| 3242 Вагові % . . . | 74,19 | 14,22 | | 0,14 | 0,89 | 0,54 | 7,80 | 1,88 | 0,20 | 99,86 |
| Вирахувавши на мусковіт воду та відкинувши SO ₂ | 74,85 | 14,35 | | 0,14 | 0,90 | — | 7,87 | 1,89 | — | 100,00 |

Перечислення на мінералогічний склад:

| | | | | | | | |
|-----------|--------|---------|-------|----------|---|------------------|-------|
| мікроклін | альбіт | анортит | кварц | мусковіт | Al ₂ O ₃ лишок | SiO ₂ | разом |
| 46,57 | 15,97 | 4,43 | 31,83 | 0,04 | + 0,97 | + 0,14 | 100% |

Чистого польового скалинцю:

| | | |
|-------|-------|------|
| 69,49 | 23,83 | 6,68 |
|-------|-------|------|

Мінералогічний склад вирахований методом Розіваля:

| | | | | | | |
|-------|------------------------------------|-------|------|---|---|------|
| 71,65 | Мікропертиту не можна обчислити | 28,31 | 0,04 | — | — | 100% |
|-------|------------------------------------|-------|------|---|---|------|

| | | | | | | | | | | |
|-------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-----|------------------|-------------------|--------------------------------|--------|
| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | Втрата на розжарю- вання | Разом |
| 2403 ¹ | 64,40 | 18,35 | 0,27 | 0,28 | 0,25 | | 12,20 | 3,80 | 0,50 | 100,05 |

Обчислення на мінералогічний склад дає:

| | | | | | | |
|-----------|--------|---------|---|--|---|--|
| мікроклін | альбіт | анортит | лишок + Fe ₂ O ₃ + FeO | | недостає — Al ₂ O ₃ — SiO ₂ | |
| 72,64 | 32,35 | 1,25 | + 0,27 + 0,28 | | — 1,81 — 4,98 = 100% | |

Чистий польовий скалинець:

68,37 30,45 1,18 = 100; Плагіоклаз: альбіт 93,23, анортит 6,75.

Щодо генези родовищ, то її певною мірою пояснює геолого-петрографічний характер пегматитових гіл. Тут, як доводять наведені описи, мало не всюди пегматит тісно зв'язаний з самою флюїдною магмою, а то й гранітом; взагалі Симонівські родовища крім Радчукового не мають того жильного характеру, що по інших місцях Коростенщини. І в даному разі і в займищі Гороховище та на Козловому утворення пегматиту очевидно відбувалось в процесі диференціації аплітової, аплітопегматитової фації магми.

Родовища с. Симонів проф. М. Безбородько зачисляє до ендегенних сингенетичних, — на це певною мірою можна пристати, але такі родовища як Радчукове та Залінчине слід зачислити до екзогенетичних. Становище пегматитів серед аплітів, відсутність мінералів, що свідчили б про леткі елементи бор та фтор, говорять нам про бідність магми на мінералізатори, що й пояснює дуже малу рухливість магми і до певної міри невиявленість диференціації пегматитових жил. Спостережувана часом мала кількість пегматитових вилучень може свідчити про близьке перебування магми від поверхні, де було мале тиснення. Поширення аплітів на терені розпросторення описаного граніту, наявність зв'язку аплітів і пегматитів з гранітами, а також ідентичність польових скалинців останнього і аплітів та пертитових вrostків говорить про генетичний зв'язок і аплітів, і пегматитів з зазначеним типом магми. Наявність аплітів дає підстави шукати нові пегматитові родовища і насамперед у тих пунктах, що їх ми навели в петрографічному описі. Родовища набудуть більшої вартості, коли буде виявлено можливість використати аплітові й аплітопегматитові відміни та пегматитоїдний граніт як порцелянову сировину; до цього, очевидно, з часом і доведеться порцелянової промисловості вдатися в інтересах найближчих порцелярень.

Городницькі пегматитові родовища

В районі м. Городниці давно відомі пегматитові родовища; з них і дістає сировину Городницька порцелярня. Деякі з цих родовищ чимало вже використані й покинуті, а деякі, що постачають порцелярні сировину ще й тепер розробляють місцеві селяни.

Як доводять спостереження, найбільші родовища трапляються біля сс. Лучиць та Шоп Городницьких. Хоч городницькі пегматитові родовища експлуатують давно, проте літературних даних про це дуже мало.

¹ За каталогом проф. М. Безбородька, що передав аналіз до роботи. Аналіз переводив проф. К. І. Тимофіїв.

Про пегматитові жили околиць Городниці згадує в своїй праці Міклуха-Маклай (13), що віддає часткову увагу й генезі жил. Останні він називає гранітовими, ілюструючи їх дібраними фотографіями письмовника.

С. Г. Коклік (8) згадує про пегматитові родовища м. Городниці, зазначаючи, що вони розкидані по правому боці р. Случі, де „на обширній площаді в різних местах выступают то отдельные бугры, то небольшие хребтовидные возвышения сероватых гнейсов, прорезанных пегматитовыми жилами, заключающими розоватый и мясокрасный полевой шпат и кварц“ (с. 15).

Як буде видно з дальшого опису пегматитових родовищ, ніде на правому березі р. Случі такого польового скалинцю не спостерігали та й горбів таких дуже небагато.

1926 р. деякі родовища відвідали гірн. інж. Лисенко та С. І. Назаревич (12), що подають стислу характеристику сировини.

Відомості переважно геологічно-петрографічного характеру подає проф. М. Безбородько в своїй праці „Граниты Волини и их пегматиты“.

Розшукові та розвідкові роботи 1929 р. уточнюють відомості про городницькі пегматити.

Мало не всюди в даному районі пегматитові родовища мають характер негрубих жил, уложених серед ін'єкційних та асимільованих гнейсів (табл. I, мал. 3). Геологічно-петрографічну характеристику району я вже подав у своїй праці „Явища ін'єкційного метаморфізму в околицях Городниці“, тому тут на цьому моменті не зупиняюся.

Родовище проти південного краю с. Перевезні.

Тут на невеликій ділянці є кілька жил, що творять чимале жильне поле на землях селян Лісовського Левка, Мельника Макара, Мельника Анона та Доленка Йосипа. Як свідки давнього добування лишилися чимало ямищ; іноді вони помітного розміру, особливо на землі Левка Лісовського, де одна з ям має простягання близьке до ОВ, а друга — до NS. За словами Лісовського Левка, жила першого кар'єру була завгрубшки до 2 м, з глибиною вона набирала характеру стовпчатої й падала на SSO під кутом близько 70—80°; вібрато її на глибину близько 8 м. З уламків біля кар'єру видно, що жила була переважно з польового скалинцю ясносіро-попелястого кольору, такого ж пегматиту (його місцеві селяни називають „рябим шпатом“) та сірого кварцу; рідко спостерігається чорний турмалін негрубими кристалами та дуже рідко біотит. Куски з грузу доводять, що сировина мала високу якість, що жила була диференційована на кварц та польовий скалинець (табл. 2, мал. 4). В останній раз кар'єр відкривали 1925 р.; тепер його залила вода. За словами селян, жила продовжується в глибину, падаючи мало не вертикально. При майбутній потребі на пегматит родовище слід мати на увазі. Розробляти можна буде при організації відливання води; аналогічний матеріал та характер має також друге родовище на землі Лісовського та родовище на землі Доленка, що лежать поруч. На N від цих родовищ, за 60 м, на землі Мельника Макара, простежено пегматитову жилу, розміром 0,7—0,9 × 18,5 м; орієнтована NNW, а падає SW під $\angle 67,72^\circ$. Пегматит сіро-попелястого кольору, рясно забруднений біотитом та патьоками лімоніту, що робить родовище непридатним. Один із шурфів виявив віялувате розкодження голови жили в обидва боки від осі простягання. Метрів за 60 на WNW від описаної жили, на полі Рейзлера Анелі, виявлено другу жилу, розміром 0,5—0,91 × 23,5 м, орієнтовану на NO:85; стрімко падає на NW, тобто протилежно до всюди поширеного тут напрямку падання. Кращу сировину вибрали, а решта не промислова.

На NNO від описаної жили за 70—80 м, на землі Мельника Макара, лежить одна з найбільших пегматитових жил даної ділянки (табл. I, мал. 5). Простягання її NO:54°—58°, падає на SO:145—148 під кутом 14—22°, а на глибині спад ще крутішає — близько 36°; grubина від 0,05 м в північно-схід-

ному кінці і близько 1,38 м в середній частині жили, довжина — 112 м. В рельєфі жила творить невелику горбовину, що її верховина припадає на середину жили. Остання лежить серед звітрілої жорсткуватої маси асимільованого та іньєкованого біотитового гнейсу, прикритого зверху поволокою піскуватого сірого ґрунту 0,40 м завгрубшки (див. табл. 2, мал. 6). Крайні вирібки виявляють потоншення жида, особливо на NO, де жила переходить у сливе іньєкційний прожилок; це ніби стверджує думку Niegli про те, що пегматитові жили доводиться розглядати, як певні іньєкційні явища. Нанесень — 0,24—2,5 м.

У вертикальному перетині жила має такий вигляд (див. табл. 2, мал. 5). Розміром приконтатну смуга всячого боку жили 0,12—0,18 м, роздрібнена і виявлена середньозернястим пегматитом, зрідка з переходом до апліту; за приконтатною смугою всячого боку, розміром 0,30—0,35 м, іде смуга, що в ній частіше трапляються вилучення індивідів кварцу та частіше польового скалинцю сіроводянистого кольору 1—5 см діаметром. Кварц сірий, димчастий; ще глибше іде середньозернястий пегматит завгрубшки 0,64—0,74 м, а водяво-синявосіруватим, а іноді сірувато-жовтавим польовим скалинцем та сірим кварцом. Пегматит іноді наближається до письмовикової текстури і частенько переходить в аплітопегматит та апліт з дрібнішими зернами. В пегматиті часто спостерігається дрібними лусочками біотит та альмандин виразними кристалами, частіше звітрілими, а рідко й свіжими. Приконтатна зона лежачого боку, завгрубшки 10—15 м виявлена середньозернястим аплітом, ясно усяяним гранатом, зчаста має також біотит. Ця зона технічно непридатна. Підстилає жилу біотитовий темносірий гранітований гнейс із грубішими лусочками біотиту на контакт; після вирібок 15 та 18 на кінці жила переходить спочатку в аплітопегматит, а потім — у сіраво-синюватий апліт зрідка з вилученнями зазначеного пегматиту.

Мікроскопічне дослідження виявило, що переважно спостерігається пегматитова структура. Польовий скалинець найчастіше відповідає мікроклінпертитові, що проріс кварцом; вrostки останнього завжди загасають одночасно. Польовий скалинець має ознаки серицитизації та каолінізації. Кварцові вrostки становлять 12—25% до мікрокліну. Дуже рідко по тріщинах мікрокліну спостерігається бурий залізняк.

Визначення калієвих польових скалинців на Федорівському столику дали: для ортоклазу 2V—76°, —77°, —78°, а для мікрокліну 2V—82°, 83°.

Визначення пертитових вrostків плагіоклазу на Федорівському столику виявило такі оптичні властивості:

| № зразка | BN _g | BN _m | BN _p | 2V | Двоковий закон | № плагіоклазу | Пересічно |
|----------|-----------------|-----------------|-----------------|-------|----------------|---------------|-----------|
| 1053 | 72,5 | 18 | 88,5 | +78 | {001 | 0 | } 3 |
| 1055 | 15,5 | 74 | 89,5 | +80,5 | ⊥ (010) | 4,5 | |
| 1076 | 74 | 16 | 88 | +84 | RS | 3 | |
| 2461 | 15,5 | 75 | 89,5 | +83 | ⊥ (010) | 4 | |

Мінералогічний склад останнього вирахований методом Розіваля дав: мікроклін 61,14, пертитові вrostки 31,28, кварц 6,91, мусковіт 0,24, біотит 0,71, разом 100.

Хімічний аналіз зразка № 2461, що виконав Т. Перчик, виявив:

| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | Втрата на розжарюв. | Разом |
|------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----|------|------|------------------|-------------------|---------------------|--------|
| На | 65,67 | 20,49 | 0,20 | — | 0,25 | 0,29 | 6,55 | 5,72 | 0,46 | 99,63 |
| 100% | 65,92 | 20,57 | 0,20 | — | 0,25 | 0,29 | 5,74 | 5,57 | 0,46 | 100,00 |

Перечислення на мінералогічний склад, відкинувши кристалізаційну H₂O, виявило:

| | | | | | | | | |
|----------------|--------|---------|---------------|------------------|-------|--------------------------------|--------------------------------|--------|
| Мікро- клін | альбіт | анортит | муско- віт | біотит по NgO | кварц | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | Разом |
| 37,27 | 47,69 | 1,14 | 0,24 | 3,23 | 7,88 | 3,12 | 0,57 | 100,00 |
| | | 48,83 | | | | | | |

Чистий польовий скалинець

| | | | | | |
|-------|-------|------|--------|----------------------|--------------|
| 43,29 | 55,39 | 1,32 | Альбіт | Плагіоклаз 95,73, | анортит 4,27 |
|-------|-------|------|--------|----------------------|--------------|

Останній відповідає № пертитового вrostка за мікроскопічним визначенням, а коли порівняти наслідки оптичного і хімічного дослідження, то Na—F лишається в твердому розчині близько 18,89, що наближається до даних П. Чирвінського (15).

Аплітопегматитова та аплітова відміна під мікроскопом має алотріоморфну структуру, завсіди значно переважає плагіоклаз зернами в кристалографічними контурами, мікроклін трапляється рідко. Кварц становить іноді помітну частину; він виявлений зернами неправильної форми, завжди з виразним хвилястим загасанням.

Біотит трапляється невеличкими, на 2—4 мм, лусочками і зрідка спостерігається лусочками мусковіт; іноді він зв'язаний з плагіоклазом. Гранат виявлений злегка рожевими ізотропними зернами. Турмалін спостерігався тільки мікроскопічно, невеличкими свіжими чорними кристалами й досить рідко. Визначення плагіоклазів цих відмін на федорівському столику виявило такі оптичні властивості:

| № | BNg | BNm | BNp | 2V | Двокозний закон | № плагіо- клазу | Пересічно |
|------|-----|------|------|---------|--------------------|--------------------|-----------|
| 1050 | 4,5 | 85,5 | 88,5 | +80,+80 | ⊥ (010) | 17 | } |
| 1052 | 76 | 15 | 86 | +76,+80 | RS | 3 | |
| 1054 | 19 | 71 | 85 | +80 | ⊥ (010) | 0 | |

Отже помічаємо певну тотожність між плагіоклазами апліту та пертитовими вrostками мікрокліну, що виявляє їх генетичний зв'язок, а характер аплітів говорить за те, що аплітові відміни також можна було б використати в виробництві всуміш з кращими сортами пегматиту.

Загалом родовище треба вважати за придатне до експлуатації. Запаси становлять 528 тонн.

Родовище на полі Жигадло (рис. 10), між с. Перевезнею та Шопами Городницькими, має вигляд лінзи, орієнтованої майже NS, розміром 1,7—2,3×29,3 м, уложення близьке до горизонтального. Спостережено в лінзі ксеноліт поширеного тут гранітизованого гнейсу. Мало не вся лінза роздрібнена на брускуваті куски каолінізованого польового скалинцю, пегматиту та сірувато-білого кварцу. По тріщинах трапляється часто бурий залізняк, проте мало не вся лінза дає матеріал технічно придатний. Кварц переважно скупчений у горішній частині лінзи, а під ним переважно польовий скалинець кремово-ясносірий, що глибше становить вилучення серед пегматиту. Польовий скалинець відповідає мікроклінові. Біотит спостерігається дуже рідко. Родовище, крім кінців, може бути цілком використане. Запаси сировини 42 тонни.

Родовище в садібі Білявського Антона виявлене двома жилами. Обидві жили, почасти уже вибрані, відслонюються в кручі лівого берега р. Перевезні. В рельєфі жили себе не виявляють. Розміщені вони одна від одної за 30—35 м і уложені серед асимільованої породи. Північна жила орієнтована на NO : 81°, падає SO : 171°, під ∠ 34°, розміром 0,8—1,14×14 м; простежено її за спаданням на 14,6 м. Пегматит грубозернястий, зерна польового скалинцю жовтаві, вилучення їх сягають іноді 10—12 см, а частіше 4—6 см. Текстурою наближається до письмовикової, до лежачого боку переходить у грубозернястий аплітопегматит, а ще далі на периферію — в апліт. Серед жили частенько трапляється також аплітова відміна. Жила дає близько 35% чистого від гранату та біотиту матеріалу. Глубина нанесень від 0,8 до 3,18 м.

Південна жила орієнтована на NW: 273°, падає на SW: 183° під \angle 12—20°, глибше вона падає повільніше; подекуди уложення наближається до горизонтального. Розмір жили 0,86—1,24 × 11,19 м. Пегматит рожево-жовтий, аж рудуватий, іноді сіро-рожевий, середньозернистий, часто-густо наближається до письмовикової текстури. Мусковіт трапляється рідко, альмандин — частіше. Спостерігаються переходи до аплітопегматиту та до апліту, а лежачий бік виразно поступово переходить до апліту. Голова жили занурилася в апліт та мігматит, що творить у кручі річки скелі.

Під мікроскопом пегматит мало не завжди має пегматитову або й письмовикову структуру, а аплітова відміна — алотріоморфну; при цьому в останній мало не завжди переважає альбіт; кварцу менше і виявлений він зернами неправильної форми; ще рідше спостерігається мусковіт, біотит, виявлений витягненими лусочками, гранат виступає — не грубими ізотропними зернами. Зерна польового скалинцю в пегматиті найчастіше відповідають мікроклінові-пертитові, зрідка вони мутнуваті; на тлі їх часто помітні лусочки серициту. Пертитові вrostки відповідають альбітові. Кварцові вrostки становлять 23%—24%.

Плагіоклази в апліту при дослідженні на федорівському столику виявили такі оптичні властивості:

| № | BNg | BNm | BNp | 2 V | Двоаксний закел | № плагіоклазу | Загасання за ме- тодом Фуке |
|------|-----|-----|-----|-----|--------------------|------------------|--------------------------------|
| 1021 | 86 | 16 | 74 | +78 | \perp (001) | 10 | \perp 2 \perp 7 +84°—8° |

Ортоклаз загасає \perp 7° 5'. Мікроклін \perp 7° 11'.

Для експлуатації придатні обидві жили. Запас придатної сировини 50 тонн. На схід від с. Перевезні в казенному лісі лежать кілька пегматитових родовищ, найбільше з них — у займищі Одрик. У рельєфі ці жили себе не виявляють. Мало не всі їх давно вже розробляють. Деякі вже вичерпані, інші ще й тепер постачають сировину порцелярні. Майже всі кар'єри більшою чи меншою мірою залиті водою.

Жила № 1 (табл. 1, мал. 1) лежить проти садиби Даленка Граціана метрів за 150 на N від неї. Орієнтована NO: 85, 87°, падає на SO під \angle 14, 19, 21°, на глибині крутішає; в західній частині на глибині 2,60 м кут спаду сягає 46°. Довжина жили 252 м, грубина — 0,46—0,95—1,24 м; східний кінець 11,6 м завдовжки, аплітовий. Жила лежить серед ін'єкційного темносірого біотитового гнейсу, лупакуватість його орієнтована NO: 79, падає на SO під \angle 43, 44°, грубина нанесень 0,43—2,55 м. В західній частині жили ніби спостерігається незгідне уложення. В кар'єрі на дільниці розр. № 21 жила має виразні грубі тріщини. Очевидно, жила вазнала динамічних впливів. Характер жили та якість сировини по всій жилі неоднакові. В західній частині на дільниці шурфа № 1 і метрів за 55 на схід від нього, як показують вирібки та відслонення в кар'єрі, пегматит грубозернистий з яснопопелястим польовим скалинцем та ясносірим кварцом. У шурфі № 1 спостерігається біотит, якого рясніше в приконтактах, де він доходить до 0,8 см; мусковіт трапляється на всій жилі. Ближче до лежачого боку зернистість дрібніша, частіше спостерігається перехід до апліту, а в ньому трапляється чорний, свіжими кристалами, 0,5—1 см завдовжки, турмалін; гнейс на контакті подекуди зім'ятий.

У вертикальному перетині жила на дільниці вибірок 20—21 має такий вигляд (табл. 1, мал. 7, 8).

Горішня смуга, завгрубшки 31—72 см, виявлена грубозернистим пегматитом з кремово-білими польовиковими зернами завгрубшки 1—3 см, та з мусковітом. Нижче грубий, на 11—28 см, просмужок чистого польового скалинцю, іноді з вилученнями сірого кварцу; під ним іде смуга, 30—69 см завгрубшки, середньозернистого поп'ясто-кремобілого пегматиту з аплітовими вилученнями та мусковітом, що свіжо винятій — має зеленуватий колір; іноді він творить скупчення на 4—5 см у діаметрі; спідня приконтактна частина виявлена сіриво-

білим середньозернястим аплітом з мусковітом та іноді рясно усяяним кристаликами чорного турмаліну: останній спостерігається і в інших місцях аплітової відміни, де дуже рідко трапляється гранат. Як бачимо, жила подекуди має ознаки зональної диференціації, але більша частина її не має. Східна частина жили на ділянці вирібки № 20 дуже каолінізована. Розроблення ускладняє помітний приплив ґрунтових вод.

Мікроскопічне дослідження показує, що структура найчастіше пегматитова, зрідка наближається до письмовикової. Механічні деформації виявлені хвилястим загасанням кварцу, його тріщинуватістю та іноді зігнутістю лусочок мусковіту.

Зерна польового скалинцю найчастіше пророслі кварцом та плагіоклазом, часто мутнуваті в наслідок руйнування; тому з польовим скалинцем (а також мікрокліном і плагіоклазом) часто зв'язані дрібні лусочки серициту, що найчастіше пристосовані до тріщин, а в плагіоклазі — до двоякових швів. В приконтатній зоні лежачого боку польовий скалинець відповідає переважно альбітові. Визначення калієвих польових скалинців на фєдорівському столику виявило для ортоклазу $2V-64^\circ$, для мікрокліну $2V-80^\circ$.

Визначення пертитових вrostків виявило:

| BNg | BNm | BNp | 2V | Двояковий закон | № плагіоклазу | Загасання за методом Фуке | Симетричне загасання |
|------|------|------|-------|-----------------|---------------|--|----------------------|
| 74,5 | 15,5 | 87,5 | +75,5 | RS | 4 | $\frac{1}{\alpha} +81^\circ$ $\frac{1}{\gamma} 17^\circ$ | -14° |

тобто відповідають альбітові.

Кварцові вrostки наближаються до неправильної краплястої форми; виявляють одночасне хвилясте загасання, становлять 12—28% до польового скалинцю. Біотит у пегматиті спостерігається рідко, виявлений невеликими короткими лусочками; у збіжному світлі дає фігуру одноосевого мінерала, з ним зв'язані плями бурого залізняка.

Мусковіт спостерігається частіше, виявлений витягненими лусочками, рідко загнутими.

Магнітит трапляється дуже рідко.

Турмалін витягненими зернами з характерним плеохроїзмом, абсорбція $\alpha > \epsilon$.

У приконтатній зоні польовий скалинець частенько відповідає плагіоклазові.

Визначення останнього на фєдорівському столику виявило:

| BNg | BNm | BNp | 2V | Двояк. закон | № плагіоклазу |
|-----|-----|-----|-------|--------------|---------------|
| 88 | 15 | 75 | +88,5 | ⊥(001) | 11 |

тобто в приконтатній зоні основність плагіоклазу мало що збільшується.

Аплітова відміна під мікроскопом має алотріоморфнозернясту структуру. Переважає мало не завжди плагіоклаз з виразними кристалографічними контурами. Кварц становить чималу частину; виявлений зернами неправильної форми з виразним хвилястим загасанням. Біотит, гранат та турмалін частіше, ніж у пегматиті, виступають, як у попередніх випадках. Зерна польового скалинцю серицитизовані та каолінізовані. По тріщинках трапляється бурий залізняк. Плагіоклази, визначені на фєдорівському столику, виявили $2V + 80, + 82, 84$, тобто вони близькі до альбіту.

Запас придатної сировини за категорією A_2 становить 602 тонни. Розроблення найкраще починати з середньої частини, що має найбільшу grubину.

На NO метрів за 300 від описаного родовища лежить друга жила, орієнтована на $NO 23^\circ$, падає на NW. В тому ж напрямку — витягнений кар'єр, залитий водою. Поставлені вирібки виявили, що родовище вибране, лишлась невикористана NO частина на 8,7 м завдовжки, що може дати сировину, але невеличка grubина та значні нанесення роблять її нерентабельною.

На N від цієї жили, метрів за 150, лежить третя пегматитова жила (табл. 1. рис. 6) поблизу сіножаті Лісовського Левка. Розробленнями, що були колись тут, вибрано незначну частину голови і, як наслідок цього, в східній частині є два невеликі кар'єри. Жила орієнтована на NO:84°, падає на SO під \angle 48—58°. Жилу простежено на 256 м, західна частина, 101 м, виявлена аплітом; пересічна грубина жили 0,96 м, а подекуди й грубша. Вибірка № 12 виявляє роздув жили на 4 м завгрубшки з польовиковими індивідами 12—15 см; вибірка № 4 виявила гнейсовий ксеноліт у середині жили, яка тут розщепилася. Східний край жили міняє загальний напрямок простягання на NO:54°, падає SO:142°, кут спадання залишається, як і по інших місцях жили. Все жильне тіло уложене серед іньєкованого темносірого біотитового гнейсу, що звітрів до стану жорстви, але приконтатна смуга його груба, на 10—30 см, зберігає міцний вигляд очевидно через більшу гранітизацію. Простягання гнейсу NO:81°, спадає на SO. Жила виявлена сірим аплітопегматитом, аплітом та середньо-грубозернястим пегматитом з сіросинюватим польовиком, іноді пильмовикової текстури. Спостерігається часто біотит та гранат, але ручне сортування можливе; серед аплітової маси іноді спостерігаються пегматитові вилучення.

Приконтатна смуга по обидва боки жили груба — на 8—12 см, у східному кінці дуже забруднена біотитом, залізястими та мангановими патюками, зрідка турмаліном, досить часто спостерігається альмандин.

У середній частині жили зазначені шкідники трапляються рідше; певної закономірності в розміщенні зазначених відмін не спостережено, але лежачий бік більше виявлений аплітом. Запас промислової сировини становить 400 тонн пегматиту.

Мікроскопічне дослідження виявляє, що польовий скалинець найчастіше відповідає мікроклінпертитові та зрідка — антипертитові. Структура сливе завжди пегматитова. Мікроклін проріс плагіоклаз та частіше кварц, що творить зерна форми витягнених краплин; загасання його хвилясте, одночасне. Польовий скалинець відповідає часто плагіоклазові, що інколи має виразні ознаки механічних деформацій: хвилясте загасання, тріщинуватість зерен та вигнутість двояків, що надто яскраво виявлено в одному випадку. З зернами польового скалинцю частенько зв'язаний серицит, виявлений тут дрібними лусочками. По тріщинах зрідка трапляється бурий залізняк.

Визначення пертитових вrostків у польовику № 2460 на Федорівському століку виявило оптичні властивості:

| | | | | | |
|------|-----|-----|-----|-------------------|------------------|
| BNg | BNm | BNp | 2V | Двоковий закон | № плагіоклазу |
| 15,5 | 74 | 89 | +87 | ⊥ (010) | 5 |

Хімічний аналіз польовику зр. № 2460, що виконав Т. Перчик, дав такі наслідки (пересічно з двох аналізів):

| | | | | | | | | | |
|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----|------|------|------------------|-------------------|------------------------|--------|
| SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | Втрата на розжарюв. | Разом |
| На 64,89 100% | 21,63 | 0,05 | | 0,43 | 0,07 | 7,82 | 4,67 | 0,44 | 100,00 |

З цього обчислюємо мінералогічний склад:

| | | | | | | | | | | | | | |
|------------------------------|--|---------|----------|-----------|--------------------------------|--------------------------------|--------|-------|---------|------|-------------|-------|-------|
| Мікроклін | Плагіоклаз Альбіт | Анортит | Мусковіт | Кварц | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | Разом | | | | | |
| 27,73 | 66,47 | 2,14 | 0,15 | 0,68 | 2,71 | 0,05 | 0,07 | 100 | | | | | |
| | 68,61 | | | | | | | | | | | | |
| Чистий польовий скалинець | <table border="0"> <tr> <td>Мікроклін</td> <td>8,78</td> <td rowspan="3">} 100</td> </tr> <tr> <td>Альбіт</td> <td>69,00</td> </tr> <tr> <td>Анортит</td> <td>2,22</td> </tr> </table> | | | Мікроклін | 8,78 | } 100 | Альбіт | 69,00 | Анортит | 2,22 | Плагіоклаз: | 94,29 | } 100 |
| Мікроклін | 8,78 | } 100 | | | | | | | | | | | |
| Альбіт | 69,00 | | | | | | | | | | | | |
| Анортит | 2,22 | | | | | | | | | | | | |
| | Альбіт | 5,71 | | | | | | | | | | | |
| | Анортит | | | | | | | | | | | | |

Тобто кількість анортиту на основі даних мікроскопу і хіманаліза збігається. Мусковіт вираховано методом Розівалля.

Аналіз свідчить, що крім пертитових вrostків значний відсоток Na—F лишається в твердому розчині.

Аплітова відміна під мікроскопом має алотріоморфну структуру. Переважну частину породи в шліфі становить також кварц з виразнішим хвилястим загасанням, ніж кварцових вrostків у калієвому польовому скалинці. Зерна кварцу неправильної форми.

Біотит трапляється рідко, виявлений він короткими лусочками; плеохроїзм звичайний динамоновий. Мусковіт спостерігається значно частіше, виявлений витягненими лусочками, іноді злегка зігнутими. Зрідка трапляються плями бурого залізняка. Гранат, як і раніше, виявлений опуклими ізотропними зернами. Дуже рідко помічено рельєфні зерна апатиту, що частіше виступають як включення в плагіоклаз.

Визначення плагіоклазу на фєдорівському столику виявило такі оптичні властивості:

| BNg | BNm | BNp | 2V | Двок. закон | № плагіоклазу |
|------|------|-----|-----|-------------|---------------|
| 84,5 | 14,5 | 76 | +80 | ⊥ (001) | 10 |

тобто плагіоклаз апліту своїми властивостями стоїть близько до пертитових вrostків та польового скалинцю, виявленого плагіоклазом.

Займ. Пастушкове. Родовище лежить праворуч від шляху на Балярове. На жилі кілька старих вибірок, найглибша з них залита водою. Розвідка виявила, що родовище вибране, залишилися тільки невеличкі прикінцеві ділянички 2—4 м завдовжки. Жила орієнтована майже на OW, падає круто на S; східний край гостро загинає на SO. Пегматит середньозернистий з сірими кварцовими зернами та водяво-синявим польовим скалинцем, що відповідає мікроклінпертитові та мікроклінові. Іноді пегматит письмовикової текстури; трапляється альмандин та біотит.

Попівка. Досліджено одну жилу (мал. 11) на межі з займ. Багно (верх. Попівки) за 0,5 км на W від шляху з Шоп Городницьких на с. Дубники. В рельєфі жила невиявлена, орієнтована на NW:276—291, злегка ніби хвиляста, падає на SW під $\angle 68-86^\circ$, розміром 0,5—0,72 × 78 м. Уложена серед мігматизованого темносірого біотитового дрібнозернистого гнейсу. Жильне тіло з поверхні роздрібнене, по щілинах просякнуте мулястою масою. Пегматит середньозернистий, переважно письмовикової текстури. Зерна польового скалинцю синявосизі й відповідають мікроклінові; кварц сірий. Пегматит зрідка забруднений витягненими кристалами шерлу, дрібними зернами альмандину та дрібними лусочками біотиту. Турмалін (що рідко буває) та гранат частіше ближче до контакту трапляються, але загалом матеріал одноманітний і відмін у жильному тілі не помічено. По щілинах спостерігаються манганові плями. Ручне сортування можливе. Жила промислова. Запаси близько 50 тонн.

Багно. Метрів за 300 на NO від описаної жили й метрів за 500—600 на W від Дубницько — Шопенського шляху лежать поруч дві пегматитові жили (мал. 3): північна довжиною 57 м, простягається на NW 271—NO: 81 і падає під $\angle 26^\circ$ на SO. Південна має 47 м довжини і простягається на NO: 86—NW 272 падає теж на S під $\angle 26^\circ$, на більшій глибині падає під крутішим кутом; глибина північної 0,8 м, а південної 1—1,25 м, з цього на технічно придатну частину припадає 0,95 м. Жила лежить серед асимільованого гнейсу, а подекуди серед мігматиту, що втратив вигляд гнейсу, і слід свій залишив тільки у вигляді орієнтованих лусочок біотиту. По окремих місцях на глибині 2,91 м гнейс зберіг свій вигляд; він тут уложений скибами, орієнтованими на SW 269—256°; скиби зігнуті, падають на SSO під $\angle 81^\circ$; жила в глибині падає теж приблизно під тим самим кутом. Обидві жили з поверхні трохи вибрані. Північна більше аплітова, особливо по краях. Південна жила переважно пегматитова. Пегматит середньо-, а іноді й грубозернистий, зерна польового скалинцю сягають 2—3 см і проросли кварцом та прорізані лусочками лосняку; лусочки іноді творять невеликі скупчення; розміщення відмін матеріалу не має певної послідовності. Кварцові зерна сірі, а польового скалинцю — яснопопелясті.

з ознаками каолінізації. В південній жилі, в приконтактній смузі помічається переважно грубозернистий пегматит з пальчатими поодинокими лусочками біотиту близько 2—3 см завдовжки. Кварц становить помітну частину. Пегматит часто забруднений залізястими та мангановими плямами. Іноді спостерігається гранат, мусковіту чимало. Аплітова відміна — середньозерниста ясно-попелясто-сіра; в апліті трапляється альмандин і частіше ніж у пегматиті; кристали його сягають іноді 5 мм; лежачий бік жили переважно аплітовий, подекуди помітно виразний контакт апліту з пегматитом. Паралельно лінії контакту розміщені рядками турмалін і гранат. Перший виразнішими й грубішими кристалами йде переважно в пегматитовій частині, а гранат — в аплітовій.

Жили дають переважно резервний матеріал, але південна має кращий пегматит, ніж північна. До експлуатації можуть піти в останню чергу. Сортувати ручним способом трудно. Південна жила може дати до 58 тонн промислової сировини.

Мікроскопічне дослідження виявило, що польовий скалинець відповідає то мікроклінові, то альбітові; структура переважає пегматитова, але частенько трапляється алотріоморфна, а іноді близько до гіпідіоморфної.

При пегматитовій структурі мало не завжди мікроклін проріс кварцом та пертитовими вrostками плагіоклазу. Мікроклін має виразну гратчасту будову. Загасання його визначене методом Фуке, виявило на перетині $\perp 716^\circ$; на кристалах мікрокліну часто спостерігаються лусочки серициту та каоліну. Серицитизацію помітніше на пертитових вrostках. Останні переважно відпо-відають кислому плагіоклазові з виразним полісинтетичним двояковим штрихуванням. Вrostки кварцу виявляють помітне хвилясте загасання. По тріщинах мінералів спостерігається бурий залізняк. Аплітова відміна має алотріоморфну структуру. З мінералів переважає плагіоклаз, що має виразне полісинтетичне двоякове штрихування, часто тріщинуватий.

Мікроклін поступається перед плагіоклазом і виявлений він ізометричними зернами, меншими за плагіоклаз.

Кварц виявлений зернами неправильної форми з різким хвилястим загасанням, частенько тріщинуватий.

Лусочки мусковіту часто різко зігнуті й виявляють різке хвилясте загасання. Альмандин виявлений ізотропними зернами, злегка рожевого забарвлення при одному ніколі.

Лусочки серициту та каоліну найчастіше спостерігають по двоякових швах. Визначення плагіоклазу на фєдорівському столику виявило такі його оптичні властивості:

| № | BNg | BNm | BNp | 2V | Двоєк. закон | № плагіо-клазу | Загасання на (001) |
|-----|-----|-----|-----|-----|--------------|----------------|--------------------|
| 406 | 74 | 16 | 85 | +78 | RS | 2 | +3 |

Біла цегельні, на NW від Городниці, на невеликій ділянці є кілька глибокх давніх залитих водою вирібк. За словами селян, родовище постачало сировину Городницькій порцелярні ще від початку її роботи. Дві вирібки коротко витягнені, третя має виразну форму кола; жила, за описом місцевих людей, що працювали тут, мала форму стовпчастої; вибрано її на глибину на 10—12 м, але вона продовжувалась і далі. Як можна судити з шматочків грузу, за сировину правили тут дрібнозернистий пильмовик та грубозернистий пегматит з жовтаво-сірими зернами польового скалинцю; шматки свідчать, що були грубі індивіди польового скалинцю на 6—8 см. Поставлені по краях вирібк рівчакі ствердили закінчення жил у горизонтальному напрямку.

З займ. „Грудки“ трапляються пегматитові жили, але не промислові.

В займ. Лумері, праворуч від шляху з Перевезні на м. Городницю, простежено пегматитову жилу на 147 м. Простягання жили відповідає витяг-

неність залитого водою кар'єра. Розвідкові вирібки виявили, що жилу вибрали на глибину 2,4—3,5 м; grubина невідбраної частини сягає на 0,3 м. По простяганню залишився невідбраний західний край незначної grubини.

Пегматит середньозернястий, зрідка з гранатом, зерна польового скалинцю синяво-сірі. Жила роздрібнена, по тріщинах та по боках — муляста маса. Східна частина жили grubіша за західну. Трапляються індивідуальні вилучення польового скалинцю на 3—5 см діаметром.

Простягання східної частини на NO: 68°, а західної на NO: 81°, падає на S ближче до поверхні під \angle 16—18°, а на глибині 2,4 м під \angle 38°.

Польовий скалинець відповідає мікроклінпертитові. На полі Гната Костюка вибрані уламки пегматиту та розвідкові вирібки виявили негрубу жилу, уложену серед масивної комплексної породи. Простягання жили на NW 282°—291°, падає на SW під \angle 83°. Пегматит grubозернястий, засмічений рясно біотитом та гідроокисом заліза; grubина жили 0,28—0,42 м, довжина 38 м, до розроблення непридатна.

В займ. Плесо, на полі І. Костюка, розвідкові вирібки виявили пегматитову жилу розміром 0,5 × 12 м; орієнтована на NW 321, падає SW під \angle 16°. Пегматит зернистої текстури з grubими темносірими кварцовими вилученнями; жилу рясно забруднюють манганові та залізясті патьоки. Засміченість турмаліном, альмандином та біотитом робить жилу непромисловою.

В займ. Балярове спостерігаються часто відслонення пегматитових шовбиків та плит або скибуватих окремоостей, що іноді розташовані поруч і скидаються на жильне тіло. Розвідка доводить, що в таких відслоненнях пегматит іде тільки на глибину 0,3—0,45 м, а глибше переходить в аплітопегматит та апліт з біотитом, гранатом та апатитом. Зазначені вище окремості не становлять жильних тіл.

Пегматитові прожилки та вилучення уложені серед поширених у цьому районі комплексних порід.

В околицях с. Лучиць пегматитові жили також трапляються частенько. Коли жиловмісні дільниці с. Перевезні мають рівнинний характер, околиці с. Лучиць виявляють злегка горбуватий рельєф. Тут пегматитові родовища майже завжди виявлені в рельєфі переважно піднесенням, витягненим відповідно до простягання жил.

В Лучицькому лісі спостережено кілька жил між м. Городницею та с. Лучицями. Деякі з цих родовищ уже розробляли, але через забрудненість матеріалу біотитом та grubими кристалами турмаліну їх не експлуатували на помітну глибину. За $\frac{3}{4}$ км від східного краю села, ліворуч від шляху, простежено пегматитову жилу на 87 м. Простягання хитається в межах NO: 46, 49, 51°, а падає на SO 141, під \angle 10—12°; grubина сягає 0,48—1,65 м. У крайньої щодо простягання жили шурфи виявляють ознаки потоншення. Жила уложена серед іньєкованого гнейсу. Пегматит grubозернястий, його засмічують пальчатуваті grubі лусочки біотиту та часто свіжі кристали чорного турмаліну. Зерна польового скалинцю яснопопелясто-сірі, кварцові — сірі, аплітові вилучення частенькі. Родовище можна було б використати тільки при чималому зменшенні вимог до пегматиту; у даний момент жила непромислова.

В ур. Погоні 1 км від с. Лучиць, ліворуч від шляху на кол. Мециславку в лісі є пегматитова жила 78 м завдовжки; орієнтована вона на NO: 64—70°, падає SO під \angle 37—39°. Жила чимало вибрана, — це доводять ями вдовж неї та розвідкові вирібки. Пегматит, то грубо-, то середньозернястий з ясно-рожевим, іноді ніби кремово-жовтавим польовим скалинцем та зернами темно-сірого кварцу, що становить щось 25—32%. Мусковіт та чорний турмалін спостерігається частенько. В середній частині жила звітріла до стану борошнистої каолінової маси, серед якої лежать зацілілі бруски, на 2—4 см польового скалинцю жовтаво-кремове забарвлення високої якості. При зменшенні вимог до пегматиту, жилу можна використати.

Далі тим самим шляхом, на м. Городницю метрів за 200, на перевалі через горбовину, давні ямища виявляють пегматитову жилу, вже чимало виорану. На продовженні цієї жили на ланах лучицьких селян добували сировину, тепер вирібки зарівняні. Проте, розвідка на глибині 1,6 м виявила край пегматитової жили, що падає на SO. Висячий бік виявлений грубозернястим пегматитом з синяво-сірими індивідами польового скалинцю близько 3—4 см. Досліджена глибина сягає 0,76 м. Спостерігається зрідка тільки чорний турмалін. Родовище може ще мати промислове значення.

В ур. Волоки, біля садиби Копа, тягнеться низка давніх вирібок, розміщених переважно на S та SW схилі горба. Жила ніби обіймає горб і спадає відповідно до його схилу. Пегматит жовтаво-рожевий, то грубо- то середньо-зернястий, іноді наближається до письмовикової текстури. Трапляються гранат та турмаїн, іноді ще й біотит. Очевидно, через наявність їх на SW стороні жила мало розроблена або й зовсім ціла. На східному боці південного схилу горба, над шляхом на глибині 1,75 м виявлено високої якості пегматитову жилу, глибиною 0,72—0,90 м. Орієнтована вона на NW 281°, падає на SW 191° під \angle 17—19° (виявлено не всю глибину). Пегматит грубозернястий, особливо на висячому боці, де спостерігається індивідуальні вилучення ясно-сірого кварцу та синяво-ясносірого польового скалинцю, що відповідає то плагіоклазові, то мікроклінпертитові (2V—87,5) і рідко ортоклазові (2V—72). І польовий скалинець, і кварц прорізані лусками мусковіту.

Визначення пертитових вrostків (№ 3328) виявило:

| BNg | BNm | BNp | 2V | Двожк. заклон | № плагіоклаву | Персічно |
|------|------|-----|------------|---------------|---------------|----------|
| 84 | 17,5 | 86 | + 88, + 89 | ⊥ (010) | 8,5 | } 6 |
| 75,5 | 14 | 88 | + 79 | RS | 4 | |
| 15 | 74,5 | 87 | + 72 | ⊥ (010) | 6 | |

Хіманаліз польовику, що виконав Т. І. Перчик, виявив:

| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | Втрата на розжарюв. | Разом |
|---------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----|------|------|------------------|-------------------|---------------------|--------|
| 3328 | 63,75 | 21,89 | 0,24 | — | 0,55 | 0,11 | 9,09 | 3,41 | 0,62 | 99,66 |
| на 100% | 64,37 | 22,10 | 0,24 | | 0,56 | 0,11 | 9,18 | 3,44 | | 100,00 |

Обчислення на мінералогічний склад дає:

| мікроклін | альбіт | анорти т | кварц | Al ₂ O ₃ | двожк Fe ₂ O ₃ | MgO | = |
|---------------------------|--------|----------|-------|--------------------------------|--------------------------------------|------|--------|
| 54,40 | 29,12 | 2,79 | 8,04 | 5,30 | 0,24 | 0,11 | 100,00 |
| Числий польовий скалинець | | | | | | | |
| 63,03 | 33,74 | 3,23 | = 100 | | | | |
| плагіоклаву | | | | | | | |
| 91,26 8,74 | | | | | | | |

Ця дільниця придатна для дальшої експлуатації.

На Квачовому горбі розробляли пегматитове родовище на західному схилі, але на сьогодні вирібки зарівняні й заорані. На верховині горба та на початку схилу вирібки 8 і 9 виявили ясножовтаво-сірий польовий скалинець брусками 3—5 см, високої якості; лежить він серед звітрілої каолінізованої маси польового скалинцю і разом з тим тут спостерігається вилучення кварцу, що іноді становлять цілі просмужки. На SO схилі поле рясно усіяне кусками кварцу, що простежений на глибину 0,65 м. Відношення його до польового скалинцю нез'ясоване. Це родовище споживачам також слід мати на увазі.

Наявність кварцу та польового скалинцю говорить про те, що родовище має промислове значення.

Вростки пертиту відповідають:

| BNg | BNm | BNp | Двожк. заклон | № плагіоклаву |
|-----|-----|-----|---------------|---------------|
| 17 | 73 | 90 | (010) | 2,5 |

В ур. Голумінь в напрямку NO простяглася пегматитова жила завдовжки близько 80 м; падає вона на SO. В рельєфі виразно позначається горбуватим піднесенням. Жилу значною мірою вже розробляли, але родовище може ще дати сировину при зменшенні вимог до неї. Пегматит середньозернистий. Зерна польового скалинцю ясножовтаво-рожеві. Біотит та турмалін спостережено.

В колонії Мечиславці з досліджених родовищ привертає до себе увагу пегматитова жила на полі Павлової Лукії (табл. 1, рис. 8) біля її садиби. Жила орієнтована на OW, падає на S під \angle до 40°. Грубина між шурфами 2 та 8—1,1—1,2 м. Пегматит середньозернистий, виразно письмовикової текстури, жовтаво-рожевий. З шкідників зрідка трапляється рожевий гранат. Голова жили роздрібнена. Польовий скалинець відповідає решіткуватому мікроклінові та мікроклінпертитові.

Його оптичні властивості:

| | | | |
|------|-----|-----|-------|
| BNg | BNm | BNp | 2V |
| 18,5 | 74 | 81 | —86,5 |

Хімічний аналіз з типового зразка пегматиту, що виконав Т. Перчик, виявив:

| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | Втрата на розжарюв. | Резон |
|--------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----|------|------|------------------|-------------------|---------------------|-------|
| № 2825 | 72,66 | 15,54 | 0,09 | — | 0,26 | 0,00 | 9,07 | 1,51 | 0,53 | 99,66 |

Перечисливши на мінералогічний склад, маємо:

| мікроклін | плагіоклаз | | кварц | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | |
|----------------------------|------------|---------|----------------|--------------------------------|--------------------------------|-----|
| | альбіт | анортит | | лишок | | |
| 54,22 | 12,88 | 1,30 | 8,87 | + 2,64 | + 0,09 | 100 |
| чистий польовий скалинець: | | | плагіоклаз: | | | |
| 79,27 | 18,83 | 1,90 | альбіт анортит | | 84,07 15,93 | |

Родовище має промисловий запас сировини 48 тонн за кат. А₂.

В ур. Бигін, на W від застави (кол. садиба „горбатого німця“) пегматитові жили творять у рельєфі два невисокі горби. На NO жила (біля садка) орієнтована майже на NO, падає SO під \angle 18—21°; орієнтування другої жили невиразне. Пегматит то грубо- то середньозернистий, переважно ясносіро-попелястий, але трапляється жовтаво-рожевий. Спостерігають часто переходи до апліту, засміченого альмандином та шерлом. Біотит трапляється не часто. Згодом родовище можна використати.

Заслугує на увагу також район колонії Мала Анастасівка.

С. Дубрівка Баранівського району. Лежить за 9 км від ст. Рихальської. Район цього села, за даними проф. М. Безбородька, характеризується поширенням житомирського типу граніту. Пегматитові родовища спостерігаються біля млина на W краї с. Дубрівки та на виїзді з останньої до с. Мирославля біля садиби Костюка, але обидва родовища промислового значення не мають. Найбільші родовища виявлені на Шевченковому хуторі, на землі Костюка Вакули та біля клуні Ярощука. Спостережено також відслонення пегматиту з вилученням рожевих індивідів польового скалинцю в долині, майже при руслі р. Смолки (правий берег) на землі свинобицьких селян за 0,5 км вище і нижче садиби Костюка Вакули. Відслонення мають ознаки наявності пегматитових жил промислового характеру.

Розвідкові роботи виявили пегматитові жили на землі Костюка В. біля „Скалки“.

В частині поля зазначеного селянина підноситься щось на 2 м заввишки, на 3—5 м діаметром щовб сірого масивної текстури біотитово-роговосвітневого гранітизованого гнейсу. На цій також ділянці відслонюється рожевий середньо- та грубозернистий пегматит, очевидно, жильного характеру, уложенний серед зазначеної породи; в зальбандах пегматитова жила переходить в аплітопегматит.

На NW схилі горба виявлено пегматитову жилу, орієнтовану на NO : 24, що падає NW під \angle 26—31°, глибина її 0,84—1,06 м. Пегматит грубозернистий, двох відмін: ясносірий аж білий та рожевий аж червоний, останній переважає. Часто-густо спостерігається вилучення рожево-червоного польового скалинцю 15—20 см діаметром з грубими вrostками білого пертиту. Розмежування з пегматитом та кварцом різке. Одночасно спостерігається такого ж розміру вилучення сірого кварцу. Жилу можна зачислити до числа польовоскалинцево-кварцово-пегматитових. Сортувати легко. Жила уложена серед звiтрiлої породи, подiбноi до описаного щовба.

Мікроскопічне дослідження показує, що структура пегматитова; польовий скалинець то закономірно, то зрідка поодинокі проріси пертитовими вrostками.

Оптичні властивості вrostків окремих зерен альбіту:

| BNg | BNm | BNp | 2V | Двоковий закон | № півгіо-клазу |
|-----|------|------|--------|----------------|----------------|
| 17 | 73,5 | 85,5 | + 76,5 | ⊥ (010) | 1 |
| 79 | 26 | 66 | + 78 | ⊥ (001) | 4 |

Визначення пертитових вrostків, закономірно зрослих:

| | | | | | |
|----|------|------|--------|---------|-----|
| 75 | 16 | 88,5 | + 79 | RS | 4 |
| 74 | 17 | 88 | + 79,5 | RS | 4 |
| 74 | 17 | 88,5 | + 80 | RS | 4,5 |
| 16 | 74,5 | 88 | — | ⊥ (010) | 2,5 |

Загальна кількість пертитових вrostків доходить до 31%.

Хімічний аналіз відповідного зразка польовику виявив такий його хімічний склад:

| SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | K ₂ O | NaO | Втрата на розжарюв. | Разом |
|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------------------|------|---------------------|-------|
| 65,42 | 16,89 | 0,00 | 0,01 | 2,54 | 0,00 | 5,15 | 9,68 | 0,53 | 100 |

Отже наявність зазначеної кількості вrostків та їх хімізм відбивається і в наведеному хіманалізі, хоч деякі хиби його для нас очевидні.

Родовище біля клуні Ярошука незначне і має невизначний характер.

Наведений опис пегматитових родовищ Коростенщини дає певний матеріал для їх характеристики. В підсумках залишається тільки об'єднати ці характерні риси й підкреслити їх.

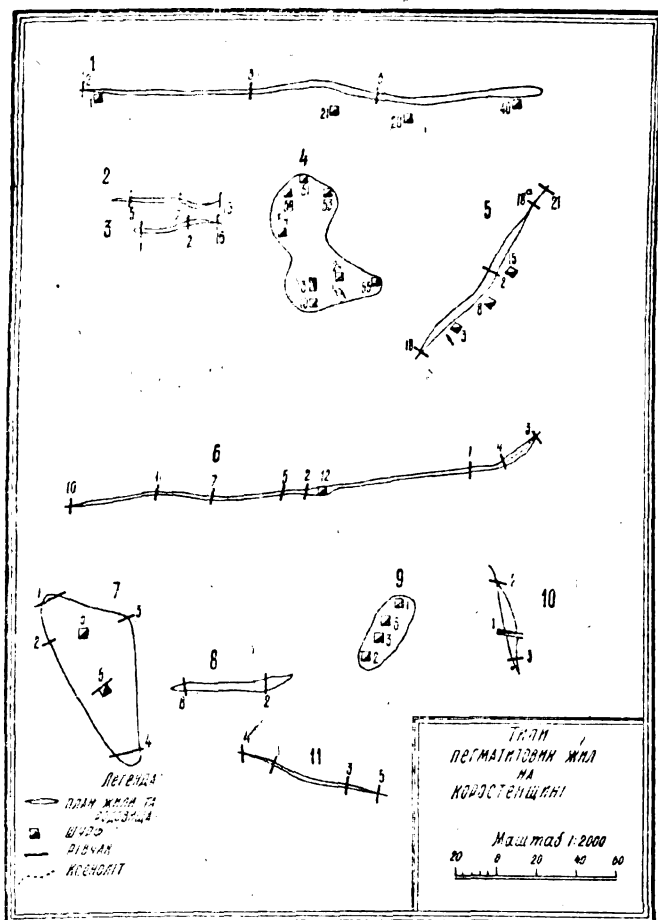
Насамперед впадає в око той факт, що пегматитові жили здебільшого пристосовані до певних районів, де знову таки переважно згромаджуються групами і менше розкидані окремими жилами, а іноді виразно творять пегматитові жильні поля.

Географічне розміщення пегматитових родовищ мало не завжди пов'язане з поширенням мігматизації та флюїдної магми й пристосоване до більш чи менш зацілілих дільниць давніших порід—гнейсів, що підпадали впливові магми.

Такі гнейсові дільниці серед комплексних, асимільованих порід сливе завжди характеризуються скупченням пегматитових тіл. Виразно спостерігається такий факт, що на більш зацілілих гнейсових дільницях пегматитові жили чистіші, менше або й зовсім мало засмічені біотитом, турмаліном та гранатом, — чи то разом усіма чи то кожним зокрема. Турмалін та гранат зустрічаються переважно наріжно. Там де є в жилах турмалін зрідка трапляється гранат і майже немає біотиту, навпаки, де є гранат, майже немає турмаліну.

Жили або щовби, уложені серед асимільованих порід, мало не завжди більш засмічені, ніж жили серед гнейсу. Отже гнейсові дільниці в пегматитових районах це ніби збирач пегматитових жил і можуть бути певною мірою показником при розшуках на пегматити; в межах їх контурів найпевніше можна сподіватися відшукати нові родовища. Пегматитові жили

досліджених районів (крім Слободи Червоної Бір), як бачимо, характеризуються незначною глибиною — від 0,5 до 1,24 м, в середній частині переважно грубіші, а іноді роздуті. Тож не диво, що на експлуатацію йдуть жиля завгрубшки 0,60 м. Деякі жиля вражають своєю довжиною — близько 250 м.



Таблиця 1.

певний тектонічний напрямок. Жиля, що помітно відхиляються від показаного напрямку, визначаються малим розміром. Знайомство з елементами уложення часто допомагає швидше зорієнтуватися при розвідці нових, прикритих нанесеннями жил.

Чимало пегматитових жил Городницького району по краях, а іноді в глибину та на лежачому боці поступово переходять в аплітові.

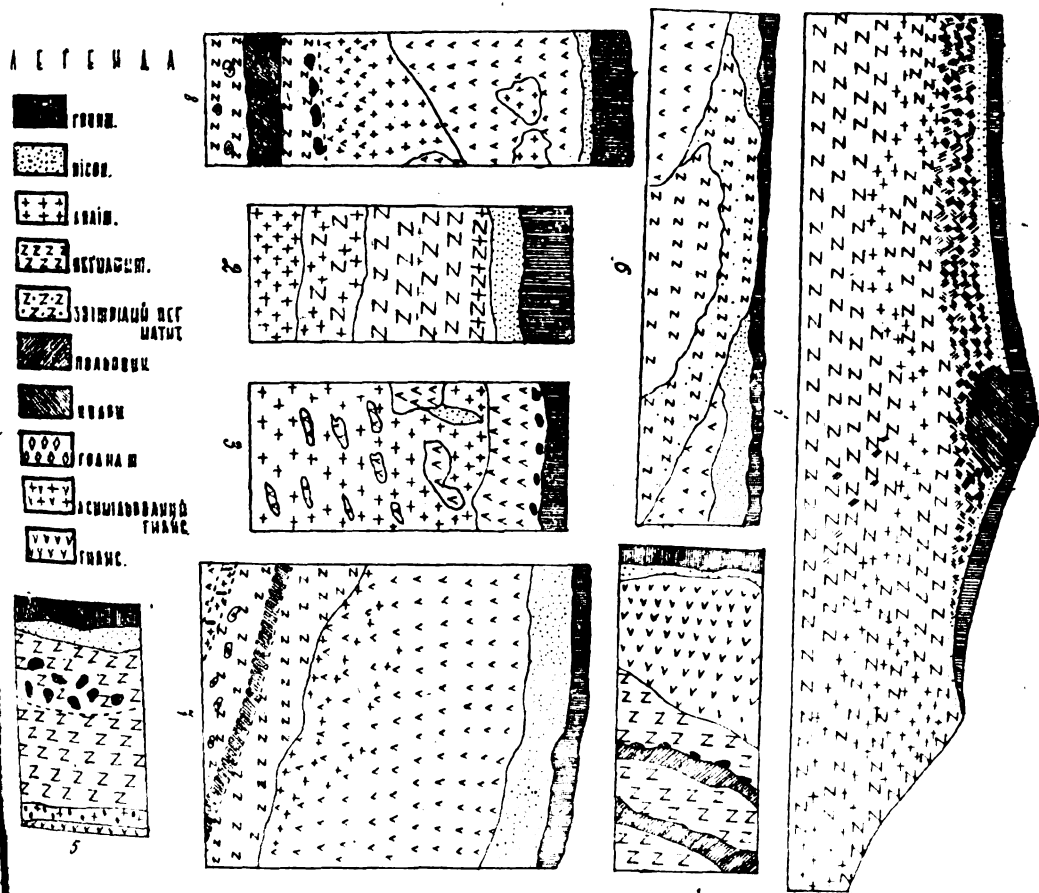
Постійної закономірності в розміщенні мінералів не спостерігається. Польовий скалинець найчастіше творить вилучення — від 1,5 см до 8 см діаметром, тобто ніби плаває серед пегматитової жиля і тільки в окремих випадках спостережені польово-скалинцеві прожилки, уложені серед пегматитової жиля близько до її середини (за глибиною), при чому кварцові вилучення то супроводять польовий скалинець, то — ні. Відсутність прояву диференціації описаних жил очевидно пояснюється бідністю відповідної магми на мінералізатори. Визначення плагіоклазів свідчать про близькість пегматитів та аплітів до гранітів кол. Зикове, характер пертитових вrostків близький до плагіоклазів аплітів. Всі наведені факти свідчать про генетичний зв'язок пегматитів і аплітів з гранітом кол. Зикове.

Розроблення жил на глибину залежить від кута спадання; стовпчасті наближені до вертикальних, часто-густо вибирають ва значну глибину, але й відзначені нами кути спадку дозволяють розробляти жиля на глибину 4—5 м після чого вони переважно виявляють тенденцію ви-клинюватись. Гідрогеологічні умови, появлення ґрунтових вод, часто на глибині 1,25 м, погіршують або й цілком унеможли-вляють умови експлуата-ції пегматитових родовищ, особливо Городницького району. В таких випадках воду відливають по жола-бах цебрами почепленими на журавлях.

Пегматитові жиля Го-родницького району майже завжди йдуть серед порід за їх лупакуватістю, тобто: конкондартні, з деякими відхиленнями; орієнтовані переважно в напрямку близькому до OW (ONO—WNW), а падають на SSO, іноді злегка хвилясті. Цей факт виразно говорить про відхиляються від показаного напрямку.

Порівняння польових скалинців вирахованих за хіманалізом № 4001, 4002 с. 130, № 2461 с. 135, № 2460 с. 139 і № 3328 с. 143) з наслідками оптичного дослідження показує, що в твердому розчині залишається Na-часточки 11,98—18,89%, а An—0,27%, 0,71%, 2,74%. Останнє цілком лежить в межах чисел, що подає Andersen для пегматитів Норвегії.

При наявності певних мінералів спостерігається деяка територіальна різниця пегматитових родовищ. Городницький район характеризується наявністю



Таблиця 2.

турмаліну, апатиту та гранату, район с. Симонів — гранату, район Дубрівки — відсутністю одного й другого.

Наприкінці слід зазначити, що досліджені райони на пегматитову сировину бідні і тому Городницькому порцеляновому заводу доведеться десь незабаром працювати або на довізній сировині з інших районів, або використовувати гірші гатунки пегматиту, апатити і навіть граніт кол. Зикове.

15. III. 1931.

Література

1. Проф. М. И. Безбородько, Граниты Волини и их пегматиты.
2. Проф. М. И. Безбородько, Главные типы месторождений полевых шпатов на Волинии.
3. С. В. Бельский, Отчет о геологических работах 1921 г. в Волинской губернии Изд. Вол. губ. сов. нар. хоз., Житомир, 1923.

4. С. В. Бельский, Труды Волинской Геологической Партии исследования 1923 г.
5. П. І. Василенко, Звіт за розвідкові роботи на пегматит 1927 г. (рукопис).
6. И. Гинабург, Полевой шпат.
7. П. К. Григорьев, К вопросу о методах разведки и опробования пегматитовых тел. Материалы совещания по полевым шпатам 1928 г.
8. Проф. Ю. Г. Дубяга, Геологическая съемка листа XXVII—12, 1929.
9. Коклик, О месторождениях полевых шпатов на Украине, „Минеральное сырье“, 1927, № 1.
10. Г. М. Коровниченко, Звіт за розвідкові роботи на пегматит на Шепетлящині, 1928.
11. В. Д. Ласкарев, Геологическое исследование в Юго-Западной России. 17 лист общей геологической карты Рос., 1914.
12. Ф. О. Лысежко и С. И. Назаревич, К характеристике волинских полевых шпатов, „Минеральное сырье“, 1928, № 2.
13. Миклуха-Маклай, Геологические исследования Новоград-Волинского и Житомирского уездов, 1889.
14. Ак. П. А. Тутковський, Узбережжя р. Уборти.
15. Tschirwinsky, Von den Orthoklas- und Mikroklinperthiten usw. Ztr. f. Krist. 1923.
16. Mäkinen, Ueber Alkalifeldspäthe, Geol. För. Förh. 1917.
17. Б. Куплетский, Материалы к изучению хибинских полевых шпатов.
18. Ю. И. Половинкина, Зинovieвский пегматитовый район. Изв. Глав. Геол. Разв. Упр., 1930, т. XLIX.

SUMMARY

The characteristic of the described pegmatite deposits of granitic magma is their small thickness (average 1—1,25 m) and their small length, which but seldom reaches 250 m.

The pegmatite veins are mostly spread in the region of the fluid varieties of magma and mixed rocks, where veins are chiefly situated among the most conserved gneiss regions.

Veins of the Gorodnitsa region are mostly concordant. They are orientated almost to the OW with the dip nearly always turned towards SSO.

Not seldom they pass at the end and towards the footwall into aplite pegmatite and aplite, a perpetual regularity however as to the distribution of the rockforming minerals and the zonality is not observed, except in individual cases.

Given measurements of plagioclases show a gradual change of acidity from granite to pegmatite veins, which shows their genetical connection.

Ткачук Л. Г.

Докембрійські кристалічні породи та їх петрогенетичні взаємовідношення в районі водозборів рр. Тясьмину та Вільшанки

Tkatschuk L. G.

Die Präkambrischen kristallinen Gesteine und ihre petrogenetische Beziehungen im Flussgebiet der Flüsse Tjasmin und Wilschanka

Українська кристалічна смуга являє собою джерело різноманітних корисних копалин та найдавніший і найважливіший геологічний район УСРР, з розвитком якого зв'язаний розвиток молодших георайонів УСРР. Цим пояснюється виключна увага геологів-петрологів до вивчення Української кристалічної смуги. В наслідок цього ми маємо дуже численну геологічно-петрологічну літературу, в якій висвітлено окремі проблеми, зв'язані з розвитком згаданого району чи подано характеристику окремих типів кристалічних порід. Ми не маємо на меті зупинитися на досягненнях у розв'язанні окремих вузлових питань розвитку Української кристалічної смуги, дійдених зусиллями багатьох видатних дослідників майже протягом століття. Ці досягнення величезні. Але поруч з цим не можна не відзначити, що ми ще й досі не маємо повного уявлення про типи докембрійських кристалічних порід, про їх географічне поширення; ще й на сьогодні генезис багатьох кристалічних порід докембрію так не з'ясований, що викликає гострі суперечки серед петрологів СРСР. Петрогенетичні взаємовідношення кристалічних порід також не досить з'ясовані, і через це ту саму породу чи серію порід одні петрологи вважають за найстарішу, а інші за молодшу.

Такий стан у вивченні найважливішого георайону УСРР, з яким зв'язані дуже багато родовищ важливих корисних копалин та будівельних матеріалів, не можна визнати за нормальний. Використання відомих уже родовищ корисних копалин та відшукування нових конче потребують якнайповнішого висвітлення типів гірських порід, генезису, петрогенетичних взаємовідношень та географічного поширення їх.

Відсутність петрографії та стратиграфії Української кристалічної смуги особливо гостро відчувається при розгортанні в цьому районі геологічно-розвідкових робіт, скерованих до того, щоб виявити родовища корисних копалин, з'ясувати їх генезис та підсумувати запаси їх.

Заповнити цю прогалину повинно бути на ближче майбутнє одним із головних завдань геологічних науково-дослідних закладів УСРР.

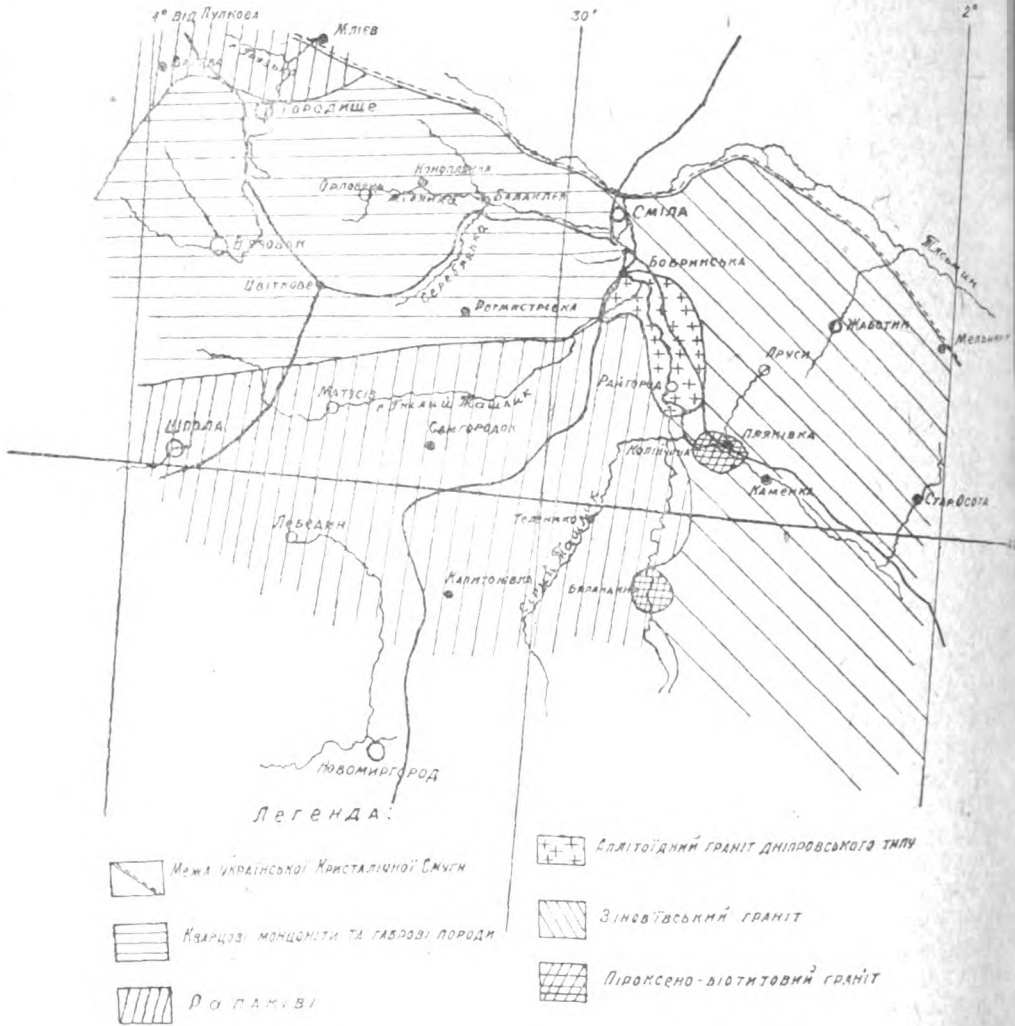
Нижче подаємо деякий матеріал щодо мінералогічно-петрографічної характеристики, петрогенетичних взаємовідношень та географічного поширення кристалічних порід докембрію в межах району водозборів рр. Тясьмину та Вільшанки, зібраний 1930 та 1931 рр. під час геологічного здійснення арк. 10 р. XXV триверстової карти за завданням УГРТ.

Найдавніші породи дослідженого району є докембрійські кристалічні породи, поверх яких залягають третинні [київський мергель, піски харківського та полтавського поверху й перисті глини (P1?) та четвертинні відклади.

Докембрійські кристалічні породи району водозборів рр. Тясмину та Вільшанки представлені:

- 1) комплексом метаморфічних порід та
- 2) комплексом магматичних порід.

Ці два вихідних комплекси кристалічних порід у наслідок складних процесів



Схематична мапа докембрійських кристалічних порід в районі водозборів рр. Тясмину та Вільшанки Київської області.

інъекційного контактметаморфізму привели до утворення третього комплексу змішаних порід, а саме теніогранітів, інъекційних гнейсів та мігматитів. Докембрійські кристалічні породи в межах згаданого району залягають здебільшого вище сучасної бази ерозії; в наслідок цього в узбережжях річок вони виходять на денну поверхню у вигляді більших чи менших природних відслонень. Останні дають змогу провести східну межу виходів кристалічних порід на денну поверхню, зазначену на карті поширення докембрійських кристалічних порід. На схід від зазначеної межі докембрійські кристалічні породи швидко уходять на значну глибину під товщу осадових порід.

I. Метаморфічні породи

В межах поширення докембрійських кристалічних порід метаморфічні породи в нормальному вигляді грають другорядну роль: вони заховалися або на більших чи менших ділянках серед магматичних порід у вигляді так званих амагматитів, або у вигляді типових агматитів, або у вигляді тонких провертків серед інвекційних гнейсів.

Метаморфічні породи представлені головне темносірим піроксено-плагіоклазовим гнейсом та темносірим дрібнозернястим біотитовим гнейсом.

1. Поширення піроксено-плагіоклазового гнейсу, що дуже схожий з піроксено-плагіоклазовим гнейсом Поділля, зв'язане з поширенням піроксено-біотитового граніту. Цей гнейс подибуємо в околицях с. Пляківки та с. Баландино, найбільше у вигляді ксенолітів (агматитів) різних розмірів. Крім того, окремі невеличкі відслонення подибуємо в селі Попівці серед рапаківі.

В ксенолітах та в амагматитах, ближче до їх периферії, часто можна було спостерігати, що піроксено-плагіоклазовий гнейс зв'язаний повільними переходами з амфіболо-піроксеновим гнейсом, який знову таки в наслідок повного зникання піроксену зв'язаний повільними переходами з амфіболо-біотитовим гнейсом. Подекуди, в каменярні с. Пляківки, ксеноліти піроксено-плагіоклазового гнейсу на периферії перетворені в біотитовий гнейс. Такі перетворення піроксено-плагіоклазового гнейсу пояснюється глибоким впливом інвекційного контактметаморфізму, при якому можлива нерівномірна міграція елементів та часткова асиміляція (1, 2). Це й призводить до утворення так званих зональних ксенолітів, які висвітлив проф. М. І. Безбородько (3) вперше для української кристалічної смуги. „Зональність“ ксенолітів часто добре помітна макроскопічно і разом з тим, як це видно з наведених нижче даних, її стверджують дані мікроскопічного дослідження.

Подекуди невеличкі ксеноліти цілком складені або з амфіболо-піроксенового гнейсу, або з амфіболо-біотитового гнейсу, а подекуди й біотитового. Всюди, де були констатовані ксеноліти такого різного складу, поширення їх тісно зв'язане з піроксено-плагіоклазовими та зональними ксенолітами. Через це амфіболо-піроксеновий, амфіболо-біотитовий та біотитовий гнейси в таких випадках треба залічити до ендоконтактних новоутворень.

Під мікроскопом типовий піроксено-плагіоклазовий гнейс дрібнозернястий з характерною кристалобластичною структурою. Склад породи такий:

а) Плагіоклази кількісно переважають над іншими мінералами і своїми оптичними властивостями належать до олігоклазандезину та андезину, причому найчастіше трапляються плагіоклази ряду олігоклазандезину, що мають таке загасання: $\perp Np = 75^\circ$ і $\perp Ng = 13^\circ$ (метод Фуке), а симетричне загасання близько 13° .

б) Піроксен у вигляді неправильних чи круглястих зерен і представлений найчастіше гіперстеном з ледве помітним плеохроїзмом; зрідка трапляються зерна діопсиду. Кількість піроксену досить значна.

в) Біотиту небагато у вигляді дрібних, часто зігнутих лусочок з виразним хвилястим загасанням та звичайним плеохроїзмом: $Ng = Nm > Np$
червоно-бурий майже прозорий.

г) Рудного мінералу, найчастіше магнітиту — здебільшого небагато.

д) Апатит завжди, але небагато, у вигляді дрібних кристалів, витягнених паралельно до вертикальної осі і завжди з закругленими кінцями. Апатит спостерігається переважно як включення серед плагіоклазів.

е) Циркон зрідка, як включення дрібних округлих зерен у біотиті, навколо яких завжди спостерігаються плеохроїчні обідки.

є) Кварц у вигляді неправильних кристалобластів з різко виявленим хвилястим загасанням та катаклазовою будовою.

ж) Рогова світня дуже рідко.

а) Гранат дуже рідко у вигляді дрібних рожевих кристалів.

и) Вторинні мінерали як наслідок руйнації, головне, плагіоклазів і представлені серицитом, кліноцоїзитом та каоліном.

Як уже сказано, піроксено-плагіоклазовий гнейс під впливом інжекційного контактметаморфізму повільно, а місцями майже раптово переходить до ендоконтактних новоутворень — амфіболо-піроксенового, амфіболо-біотитового та біотитового гнейсів. Цей перехід під мікроскопом виявляється в тому, що на перших стадіях перетворень у піроксено-плагіоклазовому гнейсі спостерігається перехід піроксену до рогової світні і в наслідок цього кількість рогової світні збільшується коштом зменшення піроксену, тим самим піроксено-плагіоклазовий гнейс переходить в амфіболо-біотитовий, де кількість зеленої рогової світні переважає над кількістю піроксену.

Ще глибші перетворення під впливом інжекційного контактметаморфізму поруч із зниканням піроксену, супроводяться перетворенням рогової світні в біотит, якого кількість зростає, і порода переходить у біотитовий гнейс, де завжди можна констатувати збільшену кількість кварцу. Як бачимо, для згаданих ендоконтактних новоутворень характерне утворення мінералів у певному порядку, відомому під назвою перервної реакційної серії Bowen-а (4), а саме:

піроксен → амфібол → біотит.

Крім того, як уже сказано, нерідко можна спостерігати перехід піроксено-плагіоклазового гнейсу на краєвій зоні ксенолітів безпосередньо в біотитовий гнейс. Ось через це потрібно припустити, що новоутворення мінералів може відбуватися за скороченою схемою, а саме:

піроксен → біотит,

де, як бачимо, випадає середній член попереднього рядка — амфібол.

Таке перетворення піроксену в умовах дослідженого району можна пояснити лише глибоким впливом інжекційного контактметаморфізму, при якому можлива нерівномірна міграція.

Особливе петрогенетичне значення нерівномірної міграції елементів на терені Української кристалічної смуги вперше підкреслив проф. М. І. Безбородько 1918 р. (1). Пізніше, 1927 р., проф. Безбородько (2) переніс ідею нерівномірної міграції елементів і на Поділля для з'ясування деяких дуже поширених новоутворень.

2. Темносірій, досить дрібнозернистий біотитовий гнейс трапляється переважно в вигляді більших чи менших ксенолітів серед зінківського порфіруватого граніту на узбережжі р. Прусянки, в с. Лебедівці (р. Сухий Ташлик) та серед рожевого аплітоїдного граніту в с. Малій Смілянці й на узбережжі р. Тясьмину від устя р. Прусянки вниз за водою до с. Яблунівки. Подекуди, в околицях с. Райгорода, біотитовий гнейс збагачується на гранат, утворюючи гранатово-біотитову відміну. Лише в околицях с. Райгорода гранатово-біотитовий гнейс утворює основну масу природних відслонень.

Під мікроскопом біотитовий гнейс має такий склад:

а) Кварц у вигляді закруглених зерен, що мають чимало включень рідких та почасті газів, витягнених у подовжні ланцюжки, які перехрещуються між собою. Зерна кварцу мають виразне хвилясте загасання. Кількість кварцу не менша як $\frac{1}{3}$ усього складу породи.

б) Польовий скалинець представлений майже виключно плагіоклазом і лише зрідка трапляються зерна ортоклазу. Плагіоклази належать до олігоклазу; загасання за методом Фуке в розрізах \perp Np — 0. Кількість польового скалиню не менша як 50% усього складу породи.

в) Біотиту трапляється досить багато у вигляді дрібних червоно-бурих лусочок із звичайним для нього плеохроїзмом.

г) Рудний мінерал у невеликій кількості і представлений головню магнітитом.

д) Апатиту небагато у вигляді дрібних кристалів.

е) Циркон трапляється тільки як включення серед біотиту, навколо яких завжди спостерігається плеохроїчні обідки.

е) Вторинні мінерали як продукт руйнації польових скалинців і представлені, головню, каолінітом та серицитом.

Подекуди біотитовий гнейс, як сказано, збагачений на кристали гранату; в наслідок цього утворюється гранатово-біотитовий гнейс, що відслонюється в вигляді значних мас в околицях с. Райгороду.

Під мікроскопом гранатово-біотитовий гнейс має мінералогічний склад аналогічний з щойно описаним біотитовим гнейсом з тою лише відмінною, що має значну кількість гранату, перетвореного в біотит. Проф. М. І. Безбородько (1) подає такий хімічний аналіз гранатово-біотитового гнейсу околиць с. Райгорода:

| SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | H ₂ O |
|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------------------|-------------------|------------------|
| 68,84% | 0,64 | 12,55 | 1,88 | 6,76 | 2,11 | 2,57 | 1,59 | 2,34 | 0,42 = 99,70 |

На підставі наведеного хіміського складу проф. М. І. Безбородько подає такий мінералогічний склад породи:

| | | |
|------------------------|-------|---------------------|
| кварц | 40,24 | } 29,47 ab; 2,07 an |
| ортоклаз | 3,09 | |
| альбіт (ab) | 19,49 | |
| анортит (an) | 9,98 | |
| біотит | 11,92 | |
| гранат | 14,44 | |
| ільменіт | 0,74 | |

100,00

Треба сказати, що подекуди на узбережжі р. Тясьмину (сс. Березняки та Яблунівка) трапляється амфіболо-біотитовий гнейс, не зв'язаний безпосередньо з описаними вже ендоконтатними амфіболо-біотитовими новоутвореннями с. Попівки, Баландино; він різниться від останніх тим, що має збільшену кількість кварцу, рогової світлі завжди менше ніж біотиту і подекуди її так мало, що породу можна назвати біотитовим гнейсом.

Нарешті, треба підкреслити, що біотитовий гнейс у межах описаного району мало поширений і трапляється майже виключно в вигляді ксенолітів чи значних амагматитів або серед зінов'ївського порфіруватого граніту, або серед гібридизованих відмін рожевого амплітоїдного граніту.

Серед піроксено-біотитових порід біотитовий гнейс хоч і трапляється, але завжди можна було спостерігати його найтісніший зв'язок з піроксено-плагіоклазовим гнейсом; тому при таких умовах ми примушені залічити його до ендоконтатних новоутворень. Тут мимоволі виникає питання: чи не мали біотитові гнейси дослідженого району такого самого зв'язку з піроксеноплагіоклазовим гнейсом, який можна спостерігати між піроксеноплагіоклазовим гнейсом та біотитовими ендоконтатними утвореннями?

II. Магматичні породи

Магматичні породи дослідженого району представлені інтрузивними та видивними породами.

Серед інтрузивних порід треба розрізняти:

1. Піроксено-біотитові породи.
2. Зінов'ївський порфіруватий граніт.
3. Рожевий амплітоїдний граніт дніпровського типу.

4. Кварцові монцоніти та габрові породи.

5. Рапаківі.

6. Апліто-пегматити.

Проф. В. І. Лучицький (5) виділяє для цього району ще грануліти. Найпоширеніші породи на дослідженій території є зінов'ївський порфіруватий граніт, рапаківі та кварцові монцоніти й габрові породи. Ці породи утворюють три великі масиви, що їх зазначено на карті (див. карту поширення кристалічних порід). Крім того, серед згаданих головних масивів кристалічних порід є:

а) два невеликі масиви піроксено-біотитових порід, а саме: баландинський в околицях с. Баландино на р. Старому Ташлику й тясьминський на узбережжі р. Тясьмину від с. Пляківки до с. Ярового та

б) невеликий райгородський масив рожевого аплітоїдного граніту дніпровського типу.

Вивчення контактів між згаданими породами доводять, що (див. Список літератури № 6: опис відслонень):

1. Зінов'ївський порфіруватий граніт перетинає піроксено-біотитовий граніт у вигляді більших чи менших жил, як це можна спостерігати в околицях с. Пляківки.

2. Рожевий аплітоїдний граніт дніпровського типу перетинає у вигляді жил зінов'ївський порфіруватий граніт та піроксено-біотитовий граніт, як це можна спостерігати в кар'єрах с. Пляківки та

3. Кварцові монцоніти, що, тісно зв'язані з габровими породами, перетинають у вигляді жил рапаківі, — приклади цього можна спостерігати в узбережжі р. Гнилого Ташлика нижче с. Тернівки.

4. Рапаківі та габрові породи перетинають жили аплітоїдного середньота дрібнозернистого граніту, який відрізняється від дніпровського аплітоїдного граніту тим, що в ньому майже непомітний вплив динамометаморфізму.

5. На узбережжі р. Сухого Ташлика від с. Лебедівки до устя помітно чергування окремих ділянок зінов'ївського граніту з рапаківі, але контакту між ними спостерегти не вдалося. Через це взаємовідношення між рапаківі та зінов'ївським гранітом не досить з'ясовані. Коли ж узяти на увагу ступінь впливу динамометаморфізму, то, як побачимо далі, зінов'ївський граніт має ознаки значно більшого впливу динамометаморфізму, ніж рапаківі. Через це досі вважають, що рапаківі молодший щодо віку ніж зінов'ївський граніт.

На підставі наведених даних можна прийняти, що:

1. найстаріші породи дослідженого району є піроксено-біотитовий граніт та зв'язані з ним породи;

2. молодший віком є зінов'ївський порфіруватий граніт; проте, він давніший, ніж рожевий аплітоїдний граніт дніпровського типу, з яким, як побачимо далі, так звані грануліти мають одночасне походження;

3. за дальшу щодо віку породу треба вважати рапаківі та зв'язані з ними подібні до рапаківі граніти;

4. за молодші віком породи слід вважати кварцові монцоніти та габрові породи;

5. за наймолодші породи дослідженого району треба вважати рожеві та сірі апліто-граніти й пегматити.

Нижче подаємо стислий мікроскопічний опис згаданих порід, починаючи з найдавніших.

Піроксено-біотитові породи

Найпоширеніша піроксено-біотитова порода є піроксено-біотитовий граніт. Макроскопічно він являє собою темносіру, часто майже чорну з зеленкуватим відтінком то грубозернисту, то більш дрібнозернисту породу. Порода масивна, але подекуди через чергування грубо- та більш дрібнозернистих відмів, має

невизначну смугастість. Подекуди ця смугастість підсилюється наявністю ксенолітів піроксено-плагіоклазового гнейсу, які часто розміщені паралельними смугами.

Піроксено-біотитові граніти для описуваного району відзначають проф. В. І. Лучицький (5, 7), проф. Є. В. Тарасенко та акад. П. А. Тутковський (8).

Під мікроскопом склад породи такий:

а) Кварц у вигляді алотріоморфних зерен з різко виявленим хвилястим загасанням та катаклазовою будовою. Зерна кварцу багаті на включення рідин, здебільшого зібрані в рядки та смужки. Кварц часто трапляється як включення серед плагіоклазу в вигляді круглястих зерен.

б) Ортоклазу небагато і здебільшого спостерігається пертит.

в) Плагіоклазів чимало у вигляді досить значних, ясно ідіоморфних щодо ортоклазу та кварцу зерен. Своїми оптичними властивостями вони найчастіше відповідають олігоклазові, почасті андезинові (кут загасання за методом Бекке та Беккера $= 8^\circ, -9^\circ - 10^\circ$; за методом Фуке $\perp N_p = 82^\circ$).

Плагіоклаз нерідко має мікротиниовий характер та порівняльно чимало дрібних (близько 0,001—0,002 мм в d) непрозорих включень. Часто трапляється антиперит.

г) Піроксен у вигляді неправильних зерен, розміром до 0,5 мм, в мінливій, але завжди значній кількості і представлений головню гіперстеном з показником заломлення близьким до 1,70. $Ch_m -$; $Ng - N_p = 0,014 - 0,015$. Крім гіперстену, подекуди трапляється небагато моноклідного піроксену. Піроксен часто зруйнований і переходить у тонколускуватий агрегат біотиту, що знову таки часто переходить у хлорит.

д) Біотиту іноді чимало у вигляді значних, але неправильних лусочок з виразним плеохроїзмом від червоно-бурого до ясножовтого майже прозорого.

е) Рудний мінерал представлений найчастіше магнітитом, зрідка ільменітом та незначною кількістю титаніту.

є) Циркон у вигляді дрібних зерняток, як включення серед біотиту.

ж) Апатиту багато в вигляді дрібних, слабо витягнутих паралельно вертикальній осі кристалів.

з) Гранат часто, небагато.

и) Вторинні мінерали: хлорит та епідот.

Структура породи типова гранітова то грубозерниста, то досить дрібнозерниста. Явища механічних деформацій у мінералах виявлені досить інтенсивно.

Характерний для описаної породи мінливий кількісний мінералогічний склад, через що на невеличкій віддалі в тому самому відслоненні можна здіяти ряд інших порід. Зменшення кількості кварцу та одночасне збільшення плагіоклазу приводить до утворення діоритів, а збільшення основності плагіоклазу дає кварцові норіти.

Згадані породи тісно зв'язані одна з одною, але завжди переважає піроксено-біотитовий граніт.

Аналогічні породи дуже поширені на Поділлі та відомі як чарнокитоноритова серія, що її останніми часами проф. Безбородько (23) запропонував назвати бугітовою серією порід.

Серед описаного піроксено-біотитового граніту, як уже сказано, подибуємо ксеноліти піроксено-плагіоклазового гнейсу і, крім того, часто можна спостерігати (правда в обмеженій кількості) типові інжекційні гнейси, збудовані з просмужків піроксено-плагіоклазового гнейсу та тонких прожилків піроксено-біотитового граніту.

Зінов'ївський порфіруватий граніт

Зінов'ївський порфіруватий біотитовий граніт утворює в межах описуваного району значну частину великого масиву, що міститься за межами дос-

лідженого району — в районі Зінов'ївського та в інших пунктах Кристалічної смуги, які описує проф. М. І. Безбородько (9).

Відомості про згаданий граніт для узбережжя р. Тясьмину подав проф. В. І. Лучицький (5).

Зінов'ївський порфіруватий граніт у нормальному вигляді являє собою рожеву, досить грубозернисту біотитову породу з значними (від 2 до 5 см, часто до 10 см завдовжки) кристалами мікрокліну, здебільшого у вигляді карлсбадських двояків серед загальної середньо- чи грубозернистої маси.

На узбережжях р. р. Прусянки та Тясьмину, поблизу контакту з біотитовими гнейсами, внаслідок процесів асиміляції граніт утрачає свій нормальний колір і набуває рожево-сірого та темносірого.

Лише подекуди (ур. Скельки на узбережжі р. Осотянки) зінов'ївський граніт має в своєму складі невеличку кількість гранатів. На узбережжі р. Тясьмину від м-ка Кам'янки до устя р. Прусянки зінов'ївський граніт дуже динамометаморфізований, місцями так роздушений, що граніт перетворений на типові мілоніти з псевдопорфіровою будовою.

Під мікроскопом нормальний тип породи має такий склад:

а) Кварц у вигляді алотріоморфних зерен, пересічно розміром 2—3 мм. Кварц з різким хвилястим загасанням та часто з катаклазовою будовою. Кількість кварцу досить мала.

б) Польові скалинці представлені головню: 1) мікрокліном у вигляді неправильних грубих зерен з характерною для нього дрібногратчастою будовою. Мікроклін часто має пертитову, мікропертитову, рідше кріптопертитову будову.

2. Плагіоклаз кількісно переважає над мікрокліном. Здебільшого плагіоклаз має вигляд досить ідіоморфних зерен з часто помітним хвилястим загасанням. Своїми оптичними властивостями належить до олігоклазу.

в) Біотиту чимало у вигляді дрібних лусочок, темно-бурого кольору, із звичайними для нього властивостями. Подекуди біотит, звітряючись, переходить у хлорит.

г) Вторинні мінерали: серицит, каолін та хлорит. Місцями (ур. Скельки) в породі подибуємо небагато кристалів рожевого гранату.

Хімічний аналіз рожевого порфіруватого граніту з ур. Скельки (узбережжя р. Осотянки) дає такі наслідки (див. № 6):

| SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | H ₂ O |
|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------------------|-------------------|------------------|
| 73,72 | 13,95 | 0,38 | 1,37 | 1,37 | 0,55 | 1,49 | 6,58 | 1,04 = 100,45 |

Магматична формула за Левінсон-Лессінгом —

$$-1,25 \text{ RO. RO. R}_2\text{O}_3 \text{ 8,07 SiO}_2; \alpha = 4,90; \beta = 17,8 \text{ R}_2\text{O:RO} = 2,18 : 1.$$

Перечислення на формулу Osann-а дає такі наслідки:

$$S = 79,39; A = 7,86; C = 1,55; F = 2,20; s_{79,39} a_{20,2} c_{7,0} f_{5,8} k_{1,51} n_{8,5}(\alpha)$$

Поблизу контакту з гнейсами (на узбережжі річки Прусянки) граніт утрачає свій нормальний сірий колір і набуває рожево-сірого та сірого (подекуди темносірого) внаслідок асиміляції темносірого біотитового гнейсу.

Отже такі відміни — рожево-сіра та сіра — є гібридизовані відміни нормального граніту, або, як їх пропонує називати проф. М. І. Безбородько (9), теніограніти. Серед цих відмін, і тільки серед них, трапляються ксеноліти темносірого біотитового гнейсу. Подекуди можна спостерігати типові інжекційні гнейси, що утворилися внаслідок поверхстової інжекції магми зінов'ївського граніту в товщу вже згаданого гнейсу.

Рожево-сірі та сірі гібридизовані відміни (теніограніти) мають мінералогічний склад такий самий, як і нормальний граніт, — різниця тільки та, що в згаданих відмінах збільшується кількість плагіоклазу коштом зменшення

ортоклазу, а також значно збільшується кількість біотиту. В деяких випадках збільшується основність плагіоклазів і вони відповідають олігоклаз-андезинові та зрідка андезинові.

В околицям м-ка Кам'янки зінов'ївський граніт значною мірою стиснений і утворює типові мілоніти.

Тиснені відміни мають такий самий склад, як і нормальний граніт з тою різницею, що кварц, мікроклін та плагіоклаз досить часто роздушені на окремі більші чи менші різно орієнтовані зерна.

Мілоніти мають ще більші ознаки впливу динамометаморфізму і являють собою тонкозернисту ясно-сланцювату, темну основну масу, серед якої трапляється значна кількість вилучень польового скалинцю розміром від 1 до 2 см і більше. Основна маса складається з дуже дрібних зернят ясносірого кварцу, польового скалинцю й численних дрібних темнобурих лусочок біотиту, зрідка мусковіту й апатиту.

Зінов'ївський порфіруватий граніт проф. М. І. Безбородько (9) залічує до так званих флюксогранітів; для них характерна їх верстувата флюксо-тектитова текстура, що виникла в наслідок руху самої магми до моменту її охолодження через так звані конвекційні потоки магми з більшим чи меншим впливом тектонічних рухів.

Дніпровський аплітоїдний граніт

Рожевий аплітоїдний граніт так званого дніпровського типу на описуваній території утворює самостійний невеликий райгородський масив, — його зазначено на карті (див. карту поширення кристалічних порід).

Крім того, цей граніт трапляється серед масиву зінов'ївського граніту в вигляді більших чи менших жил та окремих чималих відслонень. На узбережжі р. Тясмину, нижче с. Пляківки до с. Ярового аплітоїдний рожевий граніт дніпровського типу тісно зв'язаний з так званими гранулітами, які описав проф. В. І. Лучицький (5).

Докладний опис дніпровського аплітоїдного граніту дав ще 1918 р. проф. М. І. Безбородько (1) для околиць с. Райгорода.

Рожевий аплітоїдний граніт дніпровського типу являє собою в основному середньозернисту масивну породу з частими переходами до дрібнозернистих та грубозернистих відмін, які чергуються проміж себе і утворюють смугасту текстуру.

Така смугаста текстура граніту, яка завдячує чергуванню нерівноцінних смуг щодо розміру складових компонентів пояснюється процесами диференціації магми при значній кількості флюїдно-пегматитового матеріалу. Через це такі граніти проф. М. І. Безбородько (9) пропонує називати схісто-гранітами.

Під мікроскопом описуваний граніт має звичайну гранітову зернисту структуру з пересічним розміром зерен близько 2—3 мм, хоч часто трапляються відхилення і в один, і в другий бік.

Мінералогічний склад породи такий:

а) Кварцу значна кількість у вигляді алотріоморфних, нерідко круглястих зерен з добре виявленим хвилястим загасанням, а подекуди з характерною катаклазовою будовою.

б) Польовий скалинець представлений головню мікрокліном з характерною для нього дрібногратчастою будовою. Часто спостерігається мікроклін — пертит. Зерна мікрокліну ізометричні, але з неправильним контуром; розмір зерен мікрокліну перевищує розміри інших мінералів.

в) Плагіоклазів менше ніж мікрокліну і представлені вони найбільше олігоклазом. На місцях контакту з мікрокліном в середині плагіоклазу спостерігався мірмекіт.

г) Біотиту здебільшого небагато, але подекуди кількість його значно збільшується. Біотит подекуди, руйнуючись, переходить у хлорит.

д) Циркон дуже рідко, як вклучення серед біотиту, навколо яких утворюються плеохроїчні обідки.

е) Гранат у нормальному граніті трапляється рідко в вигляді дрібних зерен. Місцями — узбережжя річки Тясьмину, вище с. Ревівки — кількість гранату трохи збільшується, при чому він здебільшого перетворений у дрібнолускуватий агрегат біотиту.

Хімічний склад описуваного граніту околиць Райгорода за даними проф. М. І. Безбородько (1) такий:

| | | | | | | | | | |
|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------------------|-------------------|------------------|
| SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | H ₂ O |
| 73,88 | 0,09 | 16,03 | 0,16 | 0,72 | 0,92 | 0,55 | 6,61 | 1,60 | 0,40 = 100,96 |

Магматичні формули:

а) за Левінсоном — Лессінгом 0,84 RO · R₂O₃ · 7,79 SiO₂; α = 4,0; R₂O : RO = 2,43 : 1.

б) за Osann-ом

S = 80,79; A = 6,25; C = 4,05; F = 1,59; s_{81,79} a_{15,7} c_{10,2} f_{4,1} k_{2,17} n_{2,6} (2)

Як бачимо з наведеного аналізу, рожевий аплітоїдний граніт дніпровського типу характеризується високим коефіцієнтом кислотності, незначною кількістю FeO, CaO, MgO та Na₂O та значною кількістю K₂O. Значна кількість K₂O цілком відповідає тому, що ми спостерігаємо в складі породи перевагу мікрокліну над плагіоклазами.

Перечислення хімічного складу породи на мінералогічний, зроблений проф. М. І. Безбородьком, дав такі наслідки:

| | | | |
|------------------|--------|---------|---------|
| Кварц | 37,38 | } 17,50 | } 51,39 |
| Or | 33,89 | | |
| ab | 15,22 | | |
| an | 4,28 | | |
| біотит | 11,23 | | |
| | 100,00 | | |

Рожевий аплітоїдний граніт дніпровського типу на місцях контакту з гнейсами утворює низку характерних змішаних порід, опис яких наводимо нижче (с. 171—172).

На узбережжі р. Тясьмину серед зінов'ївського порфіриватого граніту спостерігається в вигляді жил та значніших мас (вище с. Ревівки) так звані грануліти; вони тісно зв'язані поступовими переходами з рожевим аплітоїдним гранітом дніпровського типу, який має в своєму складі гранат. Ці переходи відміни мають мінливий мінералогічний склад та структуру, яка часто сланцювата. Через це проф. В. І. Лучицький (5), що досліджував згадані породи, розрізняє такі відміни гранулітів: 1) ортоклазові грануліти, 2) гранітуваті, 3) плагіоклазові та 4) піроксенові грануліти.

Ортоклазові грануліти найпоширеніші, тоді як плагіоклазові та піроксенові грають другорядну роль і їх трапляється небагато.

Щодо гранітуватого грануліту, то він структурою та мінералогічним складом дуже нагадує аплітоїдний граніт, збагачений на біотит і гранат.

Поступові переходи між гранулітами та аплітоїдним гранітом дніпровського типу стверджують, очевидно, думку про одночасове походження їх, а також, що грануліти утворилися в наслідок диференціації магми згаданого аплітоїдного граніту. Грануліти завжди характеризуються своєю дрібнозернистістю та ясносірим кольором і блідорожевим відтінком. Часто трапляються грануліти майже білі і дуже рідко червоні.

Найпоширеніша відміна гранулітів — ортоклазові грануліти мають під мікроскопом такий склад:

а) Кварцу досить багато у вигляді округлясто-ізометричних зерен гранулітового характеру з виразним хвилястим загасанням. Нерідко серед кварцу спостерігається дрібні кристалики циркону та апатиту.

б) Польовий скалинець представлений головню ортоклазом, зрідка мікрокліном у вигляді алотріоморфних зерен. Польовий скалинець має чимало дуже тонких паралельно розташованих червуватих вrostків альбіту. Часто вони грубшають і дають типову пертитову структуру. Польовий скалинець часто досить зруйнований, при чому продукти руйнації в дуже тонкозернистий пілуватий каолін та лусочки серициту. Польового скалиню більше, ніж кварцу.

в) Плагіоклазу небагато і представлений він здебільшого олігоклазом у вигляді більш ідіоморфних зерен, ніж зерен кварцу та польового скалиню. Плагіоклаз має здебільшого дрібну полісинтетичну двоякову структуру за альбітовим законом і зрідка за перикліновим.

Плагіоклаз менше зруйнований, ніж калієвий польовий скалинець. Нерідко трапляються обідки та зерна мірмекіту в місцях дотику з калієвим польовим скалинцем.

г) Гранату значна кількість у вигляді круглястих дрібних зерен (пересічно 1 мм у діаметрі і зрідка більше), що часто мають скелетову будову в наслідок проростання кварцом. Подекуди гранат зовсім перетворений у дрібнозернистий агрегат лусочок біотиту.

д) Біотиту небагато у вигляді дрібних темнобурих лусочок із звичайним для нього плеохроїзмом. Місцями кількість його збільшується.

е) Ільменіт зрідка у вигляді дрібних зерен, часто з оболонкою лейкоксену. Подекуди ільменіт утворюється в наслідок руйнування біотиту.

е) Циркону та апатиту дуже небагато у вигляді дрібних кристаликів. Структура породи панідіоморфно-зерниста, а коли кількість біотиту збільшена і кварц набуває більш алотріоморфної форми, наближається до гранітової.

Плагіоклазовий грануліт різниться від ортоклазового тим, що польовий скалинець представлений головню плагіоклазом, а калієвий польовий скалинець грає другорядну роль.

Піроксеновий грануліт різниться від попереднього збільшеною кількістю біотиту та появою піроксену, який представлений значною кількістю гіперстену. Структура породи завжди гранітова.

Гранітуватий грануліт наближається до ортоклазового грануліту, але різниться від нього більшою кількістю біотиту, через що ця відміна має темніший колір, ніж згадані раніш.

Головна маса породи складається з димчасто-сірого чи ясносірого кварцу представленого ортоклазом, який кількістю переважає над плагіоклазом, біотитом та гранатом, здебільшого, перетвореним у тонкозернистий агрегат лусочок біотиту. Структура породи завжди гранітова. Гранітуватий грануліт, як це зазначає і проф. Лучицький, при збільшенні кількості біотиту та зменшенні гранату переходить у темносірій біотитово-гранатовий граніт.

Цей темносірій біотитовий гранатовий граніт тотожний з таким самим гранітом околиць с. Райгорода, який поступовими переходами зв'язаний з нормальним рожевим аплітоїдним гранітом. Такі темносірі відміни нормального рожевого аплітоїдного граніту дніпровського типу утворюються завжди на місцях контакту з гнейсами в наслідок процесів асиміляції, які були під час інтрузії магми аплітоїдного граніту дніпровського типу. Через це такі відміни треба залічити до змішаних порід (див. с. 171—172). Наявність гнейсу та рожевого аплітоїдного граніту на описуваній ділянці з типовими ін'єкційними гнейсами та гібридизованими відмінами граніту, з одного боку, а також тісний зв'язок описаних порід — гранулітів з гібридизованими відмінами нормального рожевого аплітоїдного граніту дніпровського типу — з другого, мимоволі примушує висловити думку про те, що описані проф. В. І. Лучицьким так звані гра-

чуліти утворилися в наслідок асиміляції гнейсу магмою аплітоїдного граніту та дальшою диференціацією її. Це певною мірою стверджується й мінералогічним складом гранулітів, які майже не мають у собі мікрокліну, а це, як відомо, є одна з ознак продуктів, утворених у наслідок процесів асиміляції.

Рапаківі

Рапаківі на дослідженій території, як уже зазначено, утворює (див схематичну карту кристалічних порід): а) великий ташлицький масив рапаківі, площа якого в межах дослідженої території не менше як 580 кв. км та б) городиський масив рапаківі, що є частина канівсько-черкаського масиву, що його докладно дослідив проф. В. І. Лучицький (10).

Ташлицький масив рапаківі представлений головно одноманітним зеленувато-сірим грубоовідним гранітом та в невеликій кількості рожевим, рожево-сірим, сірим та темнобурим грубо-й середньозернястим рапаківі, що місцями повільно переходять один у другий. Крім того, подекуди (окол. Копійчина та ін.) можна спостерігати поступовий перехід рожево-сірих відмін рапаківі в такий самий безоводний граніт.

Часто згадані рапаківі перетинаються жилами рожевого та сірого аплітоїдного граніту, який нерідко (вище с. Смілянки) утворює жили серед рапаківі, завгрубшки понад 200 м.

Згадані відміни рапаківі ташлицького масиву в літературі досі невідомі, крім короткого опису проф. В. М. Чирвінського (11) так званого шполянського масиву рапаківі, який треба вважати за частину ташлицького масиву.

Але цілком тотожні відміни рапаківі добре відомі в літературі з сусіднього канівсько-черкаського масиву, детальний опис якого подав проф. В. І. Лучицький (10). Для городиського масиву рапаківі проф. Лучицький розрізняє:

- 1) Рапаківі так званого канівського типу, 2) рапаківі черкаського типу, 3) основний порфіруватий рапаківі-граніт та 4) піроксеновий рапаківі.

Через те, що зазначені відміни рапаківі вже детально описані й добре відомі в літературі, ми подаємо лише стислу характеристику їх.

Панівна відміна ташлицького масиву рапаківі є досить одноманітний грубозернястий порфіруватий граніт зеленаво-сірого кольору, який складається з двох частин:

- а) основної маси та б) численних вприсків овоїдів польового скалинцю.

Основна маса рапаківі загалом середньозерняста і склад її такий:

- а) Кварцу досить багато; серед нього треба розрізняти зерна кварцу основної маси та зерна кварцу як включення головно серед польових скалинців.

Зерна кварцу основної маси здебільшого алотріоморфні, але часто трапляються ідіоморфні зерна, що мають завжди закруглені кути. Нерідко зерна кварцу мають чимало включень, серед яких переважають включення рідин, невеличкої кількості голочок апатиту, кристалів циркону, дуже дрібних зерен рогової світні та дрібнесеньких лусочок біотиту. Зерна кварцу мають помітне хвилясте загасання. Зерна кварцу як включення, що часто переважають над зернами кварцу основної маси, розміщені головно на краях овоїдів мікрокліну та часто овоїдів польового скалинцю й зерен плагіоклазу. Кварц включень різниться від кварцу основної маси більшою ідіоморфністю. Хвилясте загасання мало помітне. Характерне те, що кварц включень часто становить усю кількість кварцу в породі і тоді ми знаходимо його як включення серед усіх мінералів (польових скалинців, рогової світні та біотиту). Нерідко чимало включень кварцу серед рогової світні та біотиту зумовлює скелетовий характер згаданих мінералів.

- б) Калієвий польовий скалинець представлений майже виключно мікрокліном з характерною для нього дрібногратчастою будовою. Зерна

мікрокліну завжди алотріоморфні щодо плагіоклазів та інших мінералів. Ці зерна здебільшого належать мікроклін-пертитові чи мікропертитові. Як уже сказано, зерна мікрокліну мають чимало включень гранулітових зерен кварцу та подекуди ідіоморфних зерен плагіоклазу, рогової світні та інших мінералів. Мікроклін здебільшого значною мірою зруйнований, при чому продукти його руйнації є лусочки серициту та каолінова муť.

в) Плагіоклаз представлений, головню, олігоклазом, але часто можна спостерігати, що склад плагіоклазів змінюється від альбіт-олігоклазу до олігоклаз-андезину. Зерна плагіоклазу мають неправильну форму, але в місцях дотику з кварцом чи мікрокліном вони ідіоморфні щодо згаданих мінералів. Часто плагіоклаз має включення рогової світні, апатиту, циркону, флюориту, магнітиту та голкуватих непрозорих кристаликів ільменіту. Часто трапляється мірмекіт. Кількість плагіоклазу досить значна, не менш як 40% усього складу породи.

г) Біотиту небагато у вигляді темнобурих неправильних лусочок різних розмірів (до 5 мм діаметром) з звичайним для нього плеохроїзмом; часто біотит зруйнований, має тоді зеленуватий колір, і поступово переходить у хлорит.

д) Зелена рогова світня трапляється в мінливій кількості: часто кількість її дорівнює кількості кварцу, але здебільшого її небагато. Призматична лупність перетинається під кутом близьким до 124° .

Плеохроїзм рогової світні звичайний, а саме

$N_g > N_m \quad \cdot \quad > \quad N_p$
темнозелений + оліwkово чи бурувато-зелений + ясножовтий.

Оптичний характер — негативний.

Характерна для рогової світні описуваного рапаківі є мікропайкілтова структура, що утворюється в наслідок проростання зерен рогової світні кварцом та польовими скалинцями.

е) Кіевіту небагато в вигляді прозорих, здебільшого волокнуватих агрегатів, які часто паралельно зростаються з зеленою роговою світнею.

є) Флюориту небагато в вигляді неправильних прозорих, рідше ідіоморфних зерен.

ж) Апатиту трапляється чимало у вигляді то короткопризматичних, то довгопризматичних кристалів, як включення серед інших мінералів, особливо рогової світні та біотиту.

з) Циркону, магнітиту, ільменіту небагато як включення серед інших мінералів.

и) Вторинні мінерали — хлорит, мусковіт, кальцит та каолін.

Проф. Лучицький зазначає ще α цоїзит, рутил, титаніт, гранат, мовоклінний піроксен та олівін, які трапляються небагато, і не завжди.

Овоїди чи еліпсоїдальні вприски серед основної маси розміщені рівномірно і кількістю часто становлять половину всієї маси, але здебільшого їх значно менше. Овоїди утворені мікрокліном, навколо яких часто є оболонка зеленого плагіоклазу. Мікроклін здебільшого має білуватий, зеленкуватий та білодорожевий колір. Розмір овоїдів дуже мінливий — від 2 до 7 см, найчастіше від 2 до 3 см діаметром.

Мікроклін овоїдів часто має вигляд карлсбадських двояків.

Рожевий рапаківі на дослідженій території констатовано лише в деяких пунктах (с. Ташлик, окол. с. Тернівки, с. Копійчино), при чому завжди небагато. Характерне для рожевого рапаківі те, що він поступово через рожевосіру відміну рапаківі переходить, з одного боку, в зеленкувато-сірий уже описаний рапаківі, а з другого — в темносіру більш основну відміну рапаківі.

Рожевий рапаківі подекуди грубозернястий, а місцями середньозернястий. Мінералогічний склад як грубозернястого, так і середньозернястого рапаківі

тотожні. Порода збудована з основної маси та з вприсків польового скалінню мікрокліну.

Основна маса складається головню з кварцу, мікрокліну, олігоклазу та дуже незначної кількості рогової світні, біотиту, апатиту, циркону, магнітиту, ківіту.

Характер зазначених мінералів тотожний із характером зеленаво-сірого грубозернястого рапаківі.

Отже рожевий рапаківі різниться від зеленаво-сірого дуже незначною кількістю темних мінералів.

Рожево-сірий рапаківі займає проміжне місце між рожевим рапаківі, з одного боку, та зеленаво-сірим і темносірим, більш основним, з другого.

З мінералогічного погляду рожево-сіра відміна рапаківі різниться від рожевого лише більшою кількістю темних мінералів — біотиту та рогової світні.

Темносірий, часто майже чорний, більш основний рапаківі на дослідній території грає другорядну ролю і трапляється лише в поодиноких місцях (с. Ташлик, Копійчино, окол. Городища).

Від попередніх уже згаданих відмін рапаківі темносірий, місцями майже чорний, різниться тим, що має збільшену кількість темних мінералів, головню рогової світні та почасти піроксену. Основна маса рапаківі здебільшого більш дрібнозерняста, ніж у попередніх відмінах, хоч подекуди досить грубозерняста. Кількість овоїдів польового скалінню завжди менша, ніж основної маси породи; розмір овоїдів такий самий, як і пересічний розмір зеленаво-сірого рапаківі, а саме 2,0—2,5 см у діаметрі.

Проф. Лучицький (10), описуючи згадану породу під назвою рапаківі черкаського типу, зазначає, що порода на перший погляд дуже нагадує габрові породи; особливо її більш дрібнозернясті відміни дуже схожі з деякими габро-сієнітами та сієнітами Волині, описаними В. Є. Тарасенком. Цілоком погоджуючись з наведеним твердженням проф. В. І. Лучицького, можна лише додати, що описувана порода дуже нагадує кварцові монцоніти, з якими рапаківі утворює контакт, — це ми й розглянемо далі.

Під мікроскопом склад згаданої породи такий:

а) Кварцу досить багато в вигляді зерен неправильної, рідше ідіоморфної форми, розміром до 3 мм у діаметрі. Зерна кварцу мають помітне хвилясте загасання, а подекуди розбиті на декілька ділянок, що неоднотаносно загасають.

б) Мікроклін утворює головню овоїди і до складу основної маси його входить небагато.

в) Плагіоклазів дуже багато і серед основної маси вони кількісно переважають решту мінералів. Своїми оптичними властивостями плагіоклаз відповідає головню олігоклаз-андезинові; загасання в розрізах перпендикулярних до N_p хитається від 10° до 14° .

Часто трапляється мірмекіт.

г) Зеленої рогової світні досить багато у вигляді значних ідіоморфних зерен. Часто спостерігається мікропойкілітові проростання рогової світні краплюватими зернами інших мінералів.

Плеохроїзм звичайний:

N_g — темнозелений

N_m — оливково-зелений

N_r — ясножовтий

Ківіту дуже багато у вигляді тонесеньких волокон, що часто проростають зерна кварцу та польових скалінців

д) Біотиту чимало у вигляді темно-бурих лусочок.

е) Гіперстену, дуже рідко діалагу, трапляється небагато.

Другорядні мінерали: апатит, циркон, ортит, флюорит та рудні мінерали, головню магнітит та ільменіт.

За даними проф. В. І. Лучицького (10, с. 140) описуваний рапаківі так званого черкаського типу має такий хімічний склад:

| SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O |
|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|------------------|
| 69,55 | 14,26 | 1,91 | 2,75 | 0,40 | 2,52 | 3,51 | 4,67 | 0,40 = 99,77 |

Магматична формула за Левінсон-Лессінгом:

$$1,31 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7,62 SiO_2; \alpha = 3,54; \beta = 30,3; R_2O:RO = 1,14:1.$$

Формула за Осанн-ом $s_{7,6,69} a_{14,2} c_{4,5} f_{11,3} n_{5,3} (\beta)$

Згаданий рапаківі часто переходить у середньозернистий та дрібнозернистий рапаківі-граніт, у якому майже не спостерігається овоїдів польового скалинцю. Проф. В. І. Лучицький (10) відрізняє ще так званий основний порфірватий граніт, який ні мінералогічним, ні хімічним складом не відрізняється від рапаківі так званого черкаського типу. Крім того, проф. Лучицький описує так званий піроксеновий рапаківі-граніт (піроксеновий рапаківі-сієніт), що за його даними являв собою темнокольорову, більш дрібнозернисту породу, ніж рапаківі черкаського типу, піроксеновий рапаківі відрізняється від останнього мінералогічним складом, який наближує породу до типових сієнітів. У породі зрідка трапляються вилучення представленого ортоклазом польового скалинцю. Структура породи, як вказує проф. Лучицький, наближається до габрової. Описану проф. Лучицьким породу, під назвою піроксенового рапаківі-граніту, ми залічуємо до кварцових монзонітів, значно поширених на узбережжі р. Вільшанки до с. Хлестунівки та нижче і які також часто мають порфірові вилучення польового скалинцю.

Мікроскопічний опис мінералогічного складу породи, що його подає проф. Лучицький, тотожний з мінералогічним складом згаданих кварцових монзонітів. Рапаківі так званого черкаського типу (проф. В. І. Лучицького) відрізняється від типових кварцових монзонітів більшою кількістю кварцу та, можливо, меншою кількістю темних мінералів. До того ж характерно, що рапаківі черкаського типу спостерігаємо на контакті чи поблизу контакту з кварцовими монзонітами та габровими породами. Крім того, в околицях с. Ташлика (узбережжя р. Гнилого Ташлика) в каменярні констатовано згаданий рапаківі у вигляді жил серед зелено-сірого грубоовідного рапаківі, при чому подекуди контакти між згаданими породами дуже різкі, а іноді можна було спостерігати поступові переходи.

Це все примушує генетично пов'язати рапаківі так званого черкаського типу кварцовими монзонітами, а не з типовим зелено-сірим рапаківі.

Кварцові монзоніти та габрові породи

На дослідженій території кварцові монзоніти та габрові породи утворюють значний вільшанський масив. Природні відслонення згаданих порід зосереджені майже виключно на узбережжі р. Вільшанки. Габрові породи цього району вивчали багато вчених: Феофілактів (12), Гампер (13), Тарасенко (14), Лучицький (10) та Безбородько (15), але жаден з них не мав змоги систематично дослідити весь масив: кожен вивчав невеличкий район розвитку згаданих порід і тому досі не було достатньо з'ясовано поширення цих порід та їх типи.

Проф. В. І. Лучицький (10), що дослідив уздовж узбережжя Вільшанки найбільшу територію розвитку порід гарбової формації, розрізняє такі породи: олівинові габро-норити, габро-норити та роговосвітневі габро-норити.

Проф. В. Є. Тарасенко (16) відзначає наявність габро-нориту, амфіболового нориту, габро-сієніту, норито-сієніту та лабрадоритової породи.

Проф. М. І. Безбородько (15), що дослідив породи с. Хлистунівки, визначає панівну породу як кварцовий монцоніт, серед якого він спостерігав невеликі ділянки беєрбахіту.

Кварцові монцоніти с. Хлистунівки, що їх опис подав проф. Безбородько, визначені проф. В. І. Лучицьким як роговосвітневі габро-норити.

Геологічні досліді та мікроскопічне вивчення відповідних зразків дають можливість розрізнити серед згаданого вільшанського масиву габрової формації два типи панівних порід, а саме: а) габрові породи та б) кварцові монцоніти. З кварцовими монцонітами тісно зв'язані породи, дуже близькі до беєрбахітів. Кварцові монцоніти та габрові породи перетинаються жилами аплотоїдного рожевого граніту, який на контакті часто набував рожево-сірого та сірого кольору.

А. Габрові породи відслонюються на узбережжі р. Вільшанки в околицях с. В'язівки, в хуторі Дердень та в м-ку Городищи.

Вони представлені габро-норитами та лабрадоритами. Згадані породи сірі, темно-сірі, іноді майже чорні й часто з зеленавим відтінком, масивні та рівномірностернясті з порфіруватою структурою, яка зумовлена тим, що серед основної маси трапляється окремі великі вилучення лабрадору. Породи мають схожий і мінералогічний склад з тою різницею, що лабрадорити, супротивно габро-норитам, мають невелику (щось 10%) кількість темних мінералів. Лабрадорити та габро-норити часто так тісно зв'язані поступовими переходами, що буває важко відокремити їх у тому самому відслоненні. Характерно, що різні габро-норити чергуються проміж себе та з лабрадоритами, причому не вдалося встановити певної закономірності такого чергування.

Пересічний розмір зерен основної маси лабрадоритів та габро-норитів близько 1,0 см, тоді як вилучення лабрадориту мають щонайменше 3 см. Серед основної маси лабрадоритів та габро-норитів можна макроскопічно розрізнити дуже значну кількість темносірих, майже чорних, іноді ясніших, з зеленавим відтінком кристалів плагіоклазу з характерним штрихуванням на площинах базопінакоїду.

Далеко менше буро-жовтого до чорного піроксену і бурих значною мірою зруйнованих зерен олівіну, який розчиняється в НСІ. Крім того, зрідка можна спостерігати досить великі зеленаві кристали апатиту, що теж розчиняється в НСІ. Трапляється небагато чималих зерен переважно матово-чорного рудного мінералу (ільменіту, магнітиту).

Порфіруваті вилучення плагіоклазу, що мають у діаметрі від 3,0 см і більше, належать лабрадоріві. Лабрадор має добре виявлену таблитчасту або стовбувату форму.

Серед площин обмеження кристалів лабрадору можна знайти такі площини, як М (010), Р (001), Х (101), у (201), Г (110) і (110). Часто, але не завжди, на площинах М (010) помітна гра барв (іризація), найчастіше синьої, бронзової, зрідка зеленкуватої, золотаво-жовтої й дуже рідко вогняно-червоної. Часто серед синьої барви помітні неправильні смуги інших барв, які іноді полізонарно розміщені паралельно площинам М (010), Р (001) та Х (101). В околицях с. В'язівки кристали лабрадору мають сталевосірий колір.

Усі кристали лабрадору складені з полісинтетичних двояків, переважно за альбітовим законом. Простим оком можна також розрізнити іноді полісинтетичні двояки за перикліновим та карлсбадським законами.

Ідіоморфізм плагіоклазів виявлений неоднаково. Коли на поверхні штуфу видно площину Р (101), то з боку площин М (010) контури її завжди прямолінійні, а з двох боків один теж обмежений прямою лінією і відповідає площині Х (101); другий бік неправильний через чергування площин призм, що належать різним індивідам. Коли на поверхні штуфу є площина М (010), то вона іноді в загальному контурі має форму шестикутника чи косокутного чотирикутника, або неправильну форму.

Визначення лабрадоритів та габро-норитів під мікроскопом стверджує, що вони складаються головню з лабрадору та невеликої кількості діалагу, гіперстену, рідше олівіну. Ролю другорядних мінералів грають ортоклаз, рогова світня, біотит, кварц, апатит, ільменіт, магнітит, пірит, дуже рідко хромовий залізняк, ківіт та циркон. Вторинні мінерали представлені головню кальцитом, серицитом, мусковітом, волокнуватою роговою світнею, цоізитом та бурими окисами заліза.

а) Лабрадор. Лабрадор становить головню масу лабрадоритів, а саме від 95% до 85% і дуже рідко менше до всієї маси породи. Для габро-норитів кількість лабрадору значно менша. Лабрадор утворює ідіоморфні зерна щодо інших мінералів, а головню до піроксенів, і не так уже правильно обмежені, як це здається при вивченні породи мікроскопічно, що підкреслював проф. В. І. Лучицький (10). Розмір зерен лабрадору хитається в значних межах, а саме від 0,5 см до 5 см і більше.

Мікроскопічно, а також і хімічно детально дослідив лабрадор м. Городища В. Є. Тарасенко (14). На підставі багатьох вимірів кутів загасання на різних площинах В. Є. Тарасенко подає такі кути загасання: на площинах М (010) пересічні числа хитаються від + 20,1 до + 22,1, при чому крайні хитання є в межах 17,6°—26°; на площинах Р (001) — пересічно від 7,2 до 9,2° з крайніми хитаннями від 5,5° до 12,25°. В. І. Лучицький (10) стверджує дані Тарасенка і подає такі кути загасання: $\perp Np + 2^\circ$; $Ng - 28^\circ$ до 31° ; $\perp MP + 31^\circ$. Найбільше симетричне загасання він спостерігав у 31,5. Мої спостереження стверджують зазначені вище кути загасання і доповнюють їх даними одержаними на федорівському столику. Ці дані такі:

| | | |
|------------------|--------------|-----------------------------|
| $BNg = 29$; | $BNm = 65$; | $BNp = 75$; |
| Плагіоклаз № 56; | | Двоyak. зак. \perp (010) |
| $BNg = 34$; | $BNm = 61$; | $BNp = 74$; |
| Плагіоклаз № 55; | | Двоyak. зак. \perp (010) |
| $BNg = 28$; | $BNm = 85$; | $BNp = 79$; |
| Плагіоклаз № 50; | | Двоyak. зак. \perp (010) |
| $BNg = 25$; | $BNm = 66$; | $BNp = 81$; |
| Плагіоклаз № 49; | | Двоyak. зак. \perp (010) |
| $BNg = 30$; | $BNm = 64$; | $BNp = 74$; |
| Плагіоклаз № 58; | | Двоyak. зак. \perp (010). |

Найчастіше спостерігається плагіоклази №№ 55—56.

Хімічні аналізи лабрадору В. Є. Тарасенка (14) показують незначні хитання в складі цього мінералу.

Для зручності порівняння наводимо таблицю хімскладу лабрадору за даними В. Є. Тарасенка:

Хімічний склад лабрадору лабрадоритів м. Городища за даними В. Є. Тарасенка

| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII ¹ |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------------------|
| SiO ₂ | 53,98 | 53,98 | 53,93 | 53,44 | 53,10 | 52,52 | 52,34 | 54,04 |
| Al ₂ O ₃ | 29,38 | 28,94 | 29,32 | 29,27 | 29,37 | 30,17 | 28,81 | 27,00 |
| Fe ₂ O ₃ + TiO ₂ | 1,05 | 0,68 | 0,81 | 0,60 | 0,81 | 0,70 | 2,02 | 2,92 |
| FeO | — | — | — | — | — | — | — | — |
| MgO | 0,08 | 0,09 | 0,09 | 0,06 | 0,09 | 0,03 | 0,24 | 0,58 |
| CaO | 10,87 | 11,16 | 11,52 | 11,68 | 11,86 | 12,13 | 11,83 | 10,60 |
| Na ₂ O | 4,32 | 4,55 | 4,56 | 4,60 | 4,42 | 3,70 | 4,62 | 4,46 |
| K ₂ O | 1,33 | 0,92 | 0,87 | 0,91 | 0,89 | 0,79 | 0,71 | 0,75 |
| Втрата при t 120°С | 0,10 | 0,05 | 0,04 | 0,06 | 0,07 | 0,05 | 0,06 | 0,16 |
| Втрата від прожарювання | 0,46 | 0,31 | 0,33 | 0,32 | 0,26 | 0,35 | 0,39 | |

¹ Хіманаліз хімабораторії УГРТ.

На підставі даних хіманалізів В. Є. Тарасенко приходиться до висновку, що лабрадор має склад $Ab_2 An_3$, тобто анортиту близько 60%, а коли взяти на увагу наявність калію, то матимемо для лабрадору такий склад:



Порівнюючи дані мікроскопічних досліджень на Федорівському століку з даними хіманалізів, легко бачити, що вони стверджують одно одне.

Питома вага лабрадору, згідно з даними В. Є. Тарасенка, хитається в межах від 2,669—2,680 до 2,710—2,756 і, на його думку, таке хитання пояснюється наявністю в лабрадорі вrostків ортоклазу.

Лабрадор часто має монозонарну, а іноді й полізонарну структуру, причому різниця в складі окремих зон невелика. В. І. Лучицький (10) визначає, що склад центральної частини зерна більш основний, ніж крайові зони, яка іноді має склад лабрадору $Ab_1 An_1$.

Характерна ознака для лабрадору досліджених порід є дуже значна кількість мікроскопічних вприсків, між якими головну роль грають пластивчасті вприски, кольорові чи непрозорі й опакові мікроліти, які значно переважають над першими. Опакові мікроліти представлені голкуватими включеннями ільменіту, які доходять до 5 мм завдовжки. Такі включення описані в ряді аналогічних порід різними авторами: Тарасенком (14, 17), Хрущовим (18), Морозевичем (19), Лучицьким (10) та ін. Голкуваті включення ільменіту часто розміщені паралельними рядками, іноді в двох напрямках, утворюючи в такому разі один з одним тупий кут щось на 116° , — на це вказували Хрущов та В. Є. Тарасенко; за ними, голкуваті непрозорі включення в лабрадорі розміщуються головню паралельно вертикальній осі та брахідіагоналі. Крім голкуватих включень, є також включення ільменіту в вигляді більших зерен, переважно витягнутих в одному напрямку. Крім того, серед включень досить часто трапляється ортоклаз у вигляді неправильних зернят та табличок, витягнутих здебільшого паралельно до вертикальної осі лабрадору; апатит у вигляді витягнутих по вертикальній осі стовпчиків; зрідка невеличкі, неправильної форми зернята діалагу, рогової світли та вузьких витягнутих платівок біотиту й алотріоморфних зернят кварцу. В породи близько від поверхні лабрадор більшою чи меншою мірою зруйнований і поступово перетворюється в тонкозернистий агрегат неправильних зерняток доізиту з великим показником заломлення та з невеликою силою подвійного промене-заломлення; трапляється також чимало серициту в вигляді дрібних лусочок, кальциту в вигляді тонкозернистих агрегатів, а також бурих окисів заліза.

б) Ортоклаз. Ортоклазу небагато, пересічно 0,5—1,0% всього складу породи. Його подибуємо в вигляді алотріоморфних зерен, розміром пересічно 0,2—0,5 мм у діаметрі і лише зрідка вони сягають до 1,0 мм. Зерна ортоклазу здебільшого водяво-прозорі, часто мутнуваті через руйнування і мають небагато включень кварцу. Ортоклаз має звичайне косе загасання:

$$\perp Np = 0^\circ; \perp Ng = 5^\circ$$

Характер мінералу негативний. Майже зовсім не спостерігалось пертитових та мікропертитових вrostків.

в) Мірмекіт. Досить часто трапляється порівнюючи широка облямівка мірмекіту на межі між лабрадором та ортоклазом. Мірмекіт часто становить близько 0,3% всього складу породи, а загалом його кількість ще менша.

г) Кварц трапляється у вигляді алотріоморфних зернят із легко виявленим хвилястим загасанням. Розмір зернят невеликий, пересічно близько 0,1—0,2 мм у діаметрі, хоч бувають (правда, дуже рідко) і до 5 мм. Кількість кварцу незначна і хитається в межах від 0,1 до 1,0% всього складу породи. Зернята кварцу бідні на включення.

д) Олівін. Кількість олівіну в породах хитається від 0% до 8,7%; найчастіше він становить для лабрадоритів близько 5,0% усього складу породи.

Олівін трапляється в вигляді неправильних, іноді закруглених, трошки жовтих, з ледве помітним плеохроїзмом зернят, розміром від 0,1 до 1,0 см, а пересічно близько 0,5 см у діаметрі. Сила подвійного променезаломлення $N_g - N_p$ дорівнює, згідно з даними проф. В. І. Лучицького, 0,040. Кут оптичних осей $2V = 69^\circ$; $Chm -$; дисперсія оптичних осей $\rho > V$.

На підставі цього проф. Лучицький приходить до висновку, що олівін багатий на Fe так, що наближається до гортоноліту. Зрідка олівін є серед діалагу і дуже рідко серед лабрадору. Навколо олівину дуже часто спостерігається реакційні облямівки (reaction rims) ромбічного піроксену. Продукти руйнації олівину є бурі гідрати окисів заліза та листочки зеленкувато-бурого індінгситу. Руйнування відбувається по щілинках у різних напрямках. Серед типових габро-норитів олівину немає.

е) Піроксени. Кількість піроксену і ромбічного, і моноклінного хитається в межах від 0,80% до 4%, а пересічно становить близько 3,5% усього складу лабрадоритів; при цьому кількість піроксену зростає із зменшенням кількості олівину і в габро-норитах його чимало. Моноклінний піроксен представлений діалагом, що утворює зерна, розміром від 0,1 до 1,0 см, а пересічно щось 0,5 см у діаметрі. В шліфі діалаг ледве жовтого кольору з характерною системою щілин лупності та полісентитичною двояковою структурою по (100). Кут загасання в ньому $s:\gamma$ близько 45° , $Chm +$. Зерна діалагу мають небагато включень, серед яких переважають голкуваті непрозорі включення ільменіту. Здебільшого зерна діалагу суцільні і лише зрідка мають скелетову структуру — тоді вони проростають зернами лабрадору й кварцу. Коли діалаг руйнується, утворюється найчастіше зелена волокнувата рогова світня (ураліт).

Ромбічний піроксен представлений гіперстеном, який подибується в вигляді зерен неправильної форми і таких самих розмірів, як у діалагу. Гіперстену здебільшого менше ніж діалагу, хоч часто його буває стільки само. Гіперстен має помітний плеохроїзм: зеленкуватий, жовтявий і яснозеленкуватий. Показчик заломлення близький до 1,7, а $N_g - N_p$, згідно з даними проф. В. І. Лучицького, дорівнює 0,011; $2V =$ близько 77° . $Chm -$.

Навколо зерен гіперстену часто спостерігається реакційна облямівка (reaction rims) біотиту. Крім того, часто трапляється проростання гіперстену діалагом і навпаки, — на це вказують В. Є. Тарасенко (17) та В. І. Лучицький (10).

е) Рогової світні дуже мало, при чому вона має волокнуватий характер і кількість її збільшується із збільшенням руйнації габро-норитів. Подікуди вона утворює цілі агрегати з неоднаково орієнтованих неправильних волокнуватих зерен. Кут загасання близько $16-19^\circ$. Зрідка подибуються невеличкі зерна первинної темнобурої рогової світні. В роговосвітневих габро-норитах кількість первинної рогової світні помітно збільшується.

ж) Біотит трапляється в кількості від 0,1 до 0,2% усього складу лабрадоритів. Він утворює товстотаблитчасті платівки з плеохроїзмом від темнобурого до ясножовтявого, майже прозорого $Chm -$ і майже одноосевий. Часто трапляються дрібні правильні кристалографічні платівочки біотиту, як включення серед інших мінералів (лабрадору, піроксену, олівину). Біотит часто переходить у хлорит.

з) Апатит утворює включення серед усіх інших мінералів, але його дуже небагато. Він трапляється в вигляді коротко- та довгостовпчастих кристалів, розміром від 0,05 мм до 1,0 см, при чому головна маса зерен апатиту має близько 3—4 мм у діаметрі. Часто трапляються кристали в паралельному зростанні. $Chm -$; $Chz -$.

и) Рудний мінерал представлений головно ільменітом, що трапляється у вигляді неправильних зерен, а іноді в вигляді ідіоморфних, нерідко витягнутих кристалів. Розмір зерен найрізноманітніший: від 2 см до 0,01 мм.

Кількість його, не беручи на увагу опаківих мікролітових включень, дорівнює пересічно щось 0,1% всього складу породи. Подекуди спостерігається перехід ільменіту в лейкоксен. Дуже й дуже рідко магнітит та пірит. В. І. Лучицький вказує на наявність дуже незначної кількості також хромового залізняку.

Трапляється дуже небагато циркону як включення серед темних мінералів, та ківіт як включення серед кварцу.

Структура. Структура порід типова габроїдна, але часто помічається більша ідіоморфність лабрадору щодо піроксенів і тим самим структурою наближується до деяких кварцових діоритів.

Далі наводимо хімічний склад лабрадоритів з родовища м-ка Городища, за даними Л. Г. Ткачука (20).

Хімічний склад лабрадоритів м-ка Городища

| №№ | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | H ₂ O | Сума |
|----------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|----------------------------------|-------|------------------|------------------|-------------------|------------------|--------|
| 1 | 51,00 | 22,83 | 0,90 | 7,47 | 9,23 | 1,75 | 0,91 | 3,64 | 1,21 | 97,94 |
| | 52,18 | 23,36 | 0,92 | 7,64 | 9,45 | 1,79 | 0,93 | 3,73 | — | 100,00 |
| | 0,890 | 0,272 | 0,006 | 0,074 | 0,161 | 0,045 | 0,010 | 0,060 | — | 1,518 |
| | 58,62 | 17,93 | 0,40 | 4,87 | 10,61 | 2,96 | 0,66 | 3,95 | — | 100,00 |
| 2 | 53,12 | 23,13 | 0,77 | 4,60 | 9,84 | 2,04 | 0,97 | 3,76 | 0,28 | 98,51 |
| | 54,08 | 23,55 | 0,78 | 4,68 | 10,02 | 2,08 | 0,98 | 3,83 | — | 100,00 |
| | 0,901 | 0,273 | 0,005 | 0,045 | 0,179 | 0,052 | 0,010 | 0,061 | — | 1,526 |
| | 59,04 | 17,89 | 0,33 | 2,94 | 11,73 | 3,41 | 0,66 | 4,00 | — | 100,00 |
| 3 | 55,81 | 21,69 | 0,89 | 4,50 | 9,00 | 1,38 | 0,91 | 4,24 | 0,14 | 98,56 |
| | 56,70 | 22,03 | 0,94 | 4,57 | 9,14 | 1,40 | 0,92 | 4,30 | — | 100,00 |
| | 0,945 | 0,256 | 0,006 | 0,044 | 0,167 | 0,035 | 0,010 | 0,069 | — | 1,532 |
| | 61,69 | 16,71 | 0,39 | 2,87 | 10,90 | 2,28 | 0,65 | 4,50 | — | 100,00 |
| 5 | 49,33 | 23,87 | 0,93 | 4,68 | 10,13 | 1,7 ² | 1,06 | 4,08 | 0,38 | 96,24 |
| | 51,46 | 24,90 | 0,97 | 4,88 | 10,57 | 1,85 | 1,10 | 4,27 | — | 100,00 |
| | 0,857 | 0,289 | 0,006 | 0,047 | 0,188 | 0,046 | 0,017 | 0,068 | — | 1,518 |
| | 56,45 | 19,04 | 0,40 | 3,10 | 12,38 | 3,03 | 1,12 | 4,48 | — | 100,00 |
| 4 | 55,73 | 24,04 | 0,92 | 4,23 | 9,40 | 1,46 | 1,46 | 3,69 | 0,18 | 99,11 |
| | 54,31 | 24,30 | 0,93 | 4,27 | 9,50 | 1,48 | 1,48 | 3,73 | — | 100,00 |
| | 0,905 | 0,283 | 0,006 | 0,041 | 0,170 | 0,037 | 0,016 | 0,060 | — | 1,518 |
| | 59,62 | 18,64 | 0,40 | 2,70 | 11,20 | 2,44 | 1,05 | 3,95 | — | 100,00 |
| T ¹ | 51,06 | 22,50 | 4,47 ² | 5,07 | 8,48 | 1,34 | 1,34 | 4,45 | 1,34 | 100,54 |
| | 51,47 | 22,68 | 4,51 | MnO = 0,49 5,11 | 8,55 | 1,35 | 1,35 | 4,49 | — | 100,00 |
| | 0,858 | 0,232 | 0,282 | MnO = 0,49 0,0710 | 0,153 | 0,0337 | 0,0144 | 0,0724 | — | 1,4693 |
| | 58,38 | 15,80 | 1,92 | MnO = 0,07 4,83 MnO = 0,47 | 10,40 | 2,29 | 0,98 | 4,93 | — | 100,00 |

Примітка. Перший рядок кожного аналізу — відсотковий вміст вагових кількостей окисів.

Другий рядок — відсотковий вміст кількостей окисів, приведених до 100.

Третій рядок — молекулярні кількості окисів.

Четвертий рядок — молекулярні кількості, перераховані на 100.

¹ Аналіз В. Є. Тарасенка (14 — 105).

² Сума TiO₂ + Fe₂O₃.

Математичні формули породи за Левінсоном-Лессінгом такі:

- № 1. $1,25 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3,2 SiO_2$; $\alpha = 1,50$; $\beta = 70,5$; $R_2O : RO = 1 : 4,0$
 № 2. $1,03 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3,24 SiO_2$; $\alpha = 1,60$; $\beta = 62,7$; $R_2O : RO = 1 : 3,03$
 № 3. $1,24 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3,60 SiO_2$; $\alpha = 1,70$; $\beta = 62,1$; $R_2O : RO = 1 : 3,11$
 № 4. $1,12 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3,19 SiO_2$; $\alpha = 1,52$; $\beta = 67,5$; $R_2O : RO = 1 : 3,26$
 № 5. $1,24 \overline{RO} \cdot R_2O_2 \cdot 2,9 SiO_2$; $\alpha = 1,37$; $\beta = 77,1$; $R_2O : RO = 1 : 3,3$
 № Т. $1,35 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3,3 SiO_2$; $\alpha = 1,52$; $\beta = 71,2$; $R_2O : RO = 1 : 3,04$

Формули порід за Озанном такі:

- № 1. $A = 4,61$; $C = 10,61$; $F = 10,90$; $s_{58,62} a_{5,2} c_{12,3} f_{12,5} n_{8,57} (\alpha)$
 № 2. $A = 4,66$; $C = 11,73$; $F = 8,15$; $s_{59,04} a_{5,7} c_{14,2} f_{10,1} n_{8,58} (\alpha)$
 № 3. $A = 5,16$; $C = 10,90$; $F = 6,15$; $s_{61,69} a_{7,0} c_{14,7} f_{8,3} n_{8,74} (\alpha)$
 № 4. $A = 5,00$; $C = 11,20$; $F = 7,94$; $s_{59,62} a_{6,1} c_{13,3} f_{10,6} n_{7,90} (\alpha)$
 № 5. $A = 5,60$; $C = 12,38$; $F = 7,55$; $s_{56,45} a_{6,4} c_{15,5} f_{8,1} n_{8,0} (\alpha)$
 № Т. $A = 5,91$; $C = 9,89$; $F = 10,11$; $s_{58,38} a_{6,7} c_{17,5} f_{17,8} n_{8,34} (\alpha)$

Розміщення проєкцій точок на трикутнику Озанна показує, що породи наближаються до типових лабрадоритів (анортозитів).

Коли взяти на увагу пересічний мінералогічний склад досліджених лабрадоритів близько 90% лабрадору і 10% темних мінералів (олівину, піроксенів, біотиту, ільменіту) — то за мінералогічною класифікацією Шенда ці породи слід залічити до лейкократових Са — субдіоритів.

Б. Кварцові монзоніти є найпоширеніша порода в межах вільшанського масиву. Макроскопічно порода являє собою темносіру, головню, середньозернясту, часто дрібніше чи грубозернясту масивну породу. Часто (околиці с. В'язівки, Хлистунівка, нижче с. Тернівки) порода має порфірові вилучення рожевого, сірого, іноді зеленкувато-сірого польового скалинцю від 5 до 10 см у діаметрі. Порфірувати вилучення польового скалинцю завжди прямокутної форми із злегка закругленими кутами, лише іноді трапляються еліпсоїдальні, що нагадують овоїди рапаківі.

Порфірові вилучення належать головню до ортоклазу та почасти плагіоклазу — лабрадору.

Під мікроскопом порода складається з:

а) Плагіоклазу з виявленим ідіоморфізмом щодо ортоклазу та кварцу. Зерна плагіоклазу з характерною полісинтетичною двояковою будовою. Вони часто мають широку ортоклазову оболонку.

Оптичні властивості плагіоклазів:

- 1) В Ng — 25; BNm — 66; BNp — 81; плагіоклаз № 49; дв. зак. \perp (010)
- 2) В Ng — 28; BNm — 65; BNp — 79; плагіоклаз № 50; дв. зак. \perp (010)
- 3) В Ng — 78; BNm — 13; BNp — 84; плагіоклаз № 32; дв. зак. \perp (001)
- 4) В Ng — 82; BNm — 25; BNp — 67; плагіоклаз № 50; дв. зак. \perp (021)

Кількість плагіоклазу майже дорівнює ортоклазу.

б) Ортоклаз трапляється переважно в вигляді ортоклазу-пертиту. Нерідко ортоклаз набуває місцями дрібногратчастої будови мікрокліну.

в) Піроксен у вигляді круглястих зерен з пересічним розміром близько 0,5 мм у діаметрі. Оптичними властивостями піроксен належить до діалагу та гіперстену. Кількість його досить значна.

г) Рогова світля у вигляді зерен, до 1 мм в діаметрі, представлених двома типами рогової світні: а) темно-бурою роговою світнею та 2) зеленою.

Плеохроїзм дуже виразний: 1) для бурої рогової світні — Ng — темно-бурій; Nm зеленкувато- та жовтяво-бурій; Np — ясножовтий.

2) для зеленої рогової світні — Ng бурувато-зелений, Nm — жовтяво-зелений, Nr — ясножовтий. Часто рогова світня кількісно переважає над піроксеном.

д) Кієвіту дуже небагато у вигляді суцільних зерен на краях рогової світні.

е) Біотиту небагато у вигляді неправильних лусочок, що часто паралельно зрослися з роговою світнею, рідше з гіперстеном. Плеохроїзм звичайний.

є) Апатит трапляється в вигляді прозорих, то дуже тоненьких довгих кристаликів, то грубших кристалів. Кількість його дуже значна; він трапляється як включення серед усіх мінералів. Часто довгі та тонкі кристали апатиту перетинають одночасово декілька зерен різних мінералів.

ж) Ільменіт — здебільшого в вигляді неправильних зерен, з помітним переходом у лейкоксен.

з) Циркон, як включення, переважно серед біотиту. Структура породи загалом гіпідіоморфно-зерниста з переходом до монцонітової.

Хімічний склад кварцових монцонітів видно з наведених аналізів. Один з них (I) стосується кварцового монцоніту с. Хлестунівки, яку подав проф. М. І. Безбородько (15), а другий (II) зроблено в лабораторії УНДП, характеризує кварцові монцоніти с. В'язівки.

| SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | H ₂ O | |
|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------------------|-------------------|------------------|--------|
| 62,56 | 15,96 | 5,35 | 2,98 | 3,81 | 1,85 | 3,85 | 3,06 | 1,32 | 100,74 |
| 61,98 | 16,01 | 5,15 | 2,70 | 4,01 | 1,91 | 3,97 | 2,99 | 1,15 | 99,87 |

Перечислення аналізів методом Озанна дає такі цифри:

$$I - S = 68,21 \quad A = 5,95 \quad C = 4,32$$

$$F_{7,23}; S_{68,21} \quad a_{10} \quad c_7 \quad f_{13} \quad n_{4,4} \quad (6)$$

$$II - S = 68,76 \quad A = 6,02 \quad C = 4,43$$

$$F_{10,34} \quad S_{68,76} \quad a_{8,5} \quad c_{6,5} \quad f_{15} \quad n_{5,3} \quad (7)$$

З наведених даних видно, що хімічний склад кварцового монцоніту с. В'язівки майже точно відповідає хімічному складові кварцового монцоніту с. Хлестунівки, який за своїм складом наближається до кислих діоритів.

Треба сказати, що кварцові монцоніти в межах вільшанського масиву характеризуються одноманітністю мінералогічного складу та зовнішнього вигляду; ця одноманітність лише подекуди порушується тим, що порода набуває значної кількості порфірових вилучень польового скалинцю, а також незначним хитанням мінералогічного складу в кількісному відношенні між піроксеном і роговою світнею та між ортоклазом і плагіоклазом.

С. Беєрбахітів небагато завжди в тісному взаємовідношенні з кварцовими монцонітами, серед яких вони є у вигляді жилуватих вилучень. Беєрбахіт являє собою дрібнозернисту породу з беєрбахітовою структурою, яка виявляється в однаковому ідіоморфізмі зерен плагіоклазу та піроксену.

Мінералогічний склад породи такий:

а) Плагіоклаз трапляється в такій самій кількості, як і піроксен. Своїми оптичними властивостями плагіоклаз належить до основного андезиту з наближенням до лабрадору.

б) Піроксен представлений діалогом та незначною кількістю гіперстену. Кількість піроксену дорівнює кількості плагіоклазів.

в) Апатиту дуже багато в вигляді голкуватих кристалів, що пронизують усю масу породи.

г) Рогової світні й біотиту небагато.

д) Кварцу в вигляді алотріоморфних зерен дуже невелика кількість із злегка помітним хвилястим загасанням.

е) Ільменіт у вигляді зерен та голкуватих кристаликів як включення серед плагіоклазу.

Аплітограніти

Аплітоїдний рожевий граніт, що в вигляді жил різної габривності часто перетинає габрові породи та рапаківі, макроскопічно являє собою середньозернисту породу, що часто переходить до дрібніших та грубозернистих відмін. Під мікроскопом видно, що порода має такий мінералогічний склад: 1) польовий скалинець, представлений мікрокліном, ортоклазом та незначною кількістю кислого плагіоклазу (складу альбіт-олігоклазу, рідко олігоклазу); 2) кварц у вигляді неправильних, а почасти ідіоморфних зерен у достатній кількості; хвилястого загасання в зернах кварцу майже непомітно; 3) небагато біотиту в вигляді темнобурих лусочок із звичайним плеохроїзмом. На місцях контакту з кварцовими монцонітами (с. Хлестунівка), з габровими породами (м. Городище) та з рапаківі (Матусів, Городище, Копійчино та ін.) рожевий граніт часто набуває рожево-сірого та сірого кольору. Ці ендоморфні відміни граніту повільно збагачуються на біотит, рогову світню, а ще ближче до контакту з кварцовими монцонітами (с. Хлестунівка) в граніті з'являється піроксен. Разом з тим помітно зменшується кількість мікрокліну з одночасним збільшенням плагіоклазу, що своїми оптичними властивостями належить до олігоклазу, а подекуди й до андезину. Кварцу завжди чимало. В околицях с. Смілянки серед описуваного граніту трапляються невеличкі гвізда та поодинокі лусочки графіту.

III. Змішані породи

На місцях контакту гранітів та гнейсів (узбережжя р. Прусянки та Тясьмину, нижче устя Прусянки) всюди можна спостерігати змішані породи, що утворилися в наслідок складних процесів ін'єкційного контактметаморфізму. Змішані породи в дослідженому районі представлені теніогранітами, мігматитами та ін'єкційними гнейсами.

Докладну характеристику змішаних порід Української кристалічної смуги, що виникли в наслідок складних процесів ін'єкційного контактметаморфізму, та їх нову класифікацію подав проф. М. І. Безбородько (9) — її ми й додержуємо.

Найбільше теніогранітів, мігматитів та ін'єкційних гнейсів зв'язані з аплітоїдним гранітом дніпровського типу, що значно збагачений на флюїдно-пегматитовий матеріал.

На дослідженій території дніпровський граніт утворює масив, зазначений на схематичній карті (див. схематичну карту кристалічних порід). У межах згаданого масиву (лаколіту) спостерігається чималий розвиток гнейсу і таким чином уся площа масиву являє собою контактну зону, в межах якої й слід сподіватися значного розвитку змішаних порід. Від с. Райгорода до Яблунівки вздовж узбережжя р. Тясьмину та в околицях с. Смілянки на узбережжі р. Гнилого Ташлика, ми всюди, поруч з нормальним рожевим гранітом та з зацілілими більшими чи меншими ділянками нормального гнейсу, спостерігаємо значний розвиток змішаних порід від теніогранітів до ін'єкційних гнейсів, що непомітно переходять один у другий і зв'язані повільними переходами як з нормальним гранітом, так і з нормальними гнейсами.

Разом з тим поруч з масивом дніпровського граніту на дослідженій території маємо контактну зону зіновітського граніту з гнейсами (узбережжя р. Прусянки), де також спостерігаємо теніограніти та мігматити.

Невелику кількість мігматитів та ін'єкційних гнейсів можна спостерігати в місцях розвитку піроксено-біотитових порід (окол. Пляківки, окол. с. Баландино).

Основність плагіоклазу теніогранітів завжди більша, ніж нормального граніту.

Мігматити тісно зв'язані повільними переходами з теніогранітами, з одного боку, та з ін'єкційними гнейсами — з другого. З мінералогічного погляду мігматити характеризуються ще більшою кількістю темних мінералів та плагіоклазів з одночасним зниканням мікрокліну, якого серед мігматитів не спостерігається. Характерна значна кількість кварцу. Порода часто дрібнозерниста, подібна до роговика, а подекуди смугаста.

Ін'єкційні гнейси складаються з чергувань дрібних прожилків з тоненькими проверстками нормального гнейсу. Теніограніти являють собою невідмінно смугасті породи переважно рожево-сірого кольору. Смугастість утворюється в наслідок чергування темніших ділянок з яснішими.

Мінералогічний склад теніогранітів різниться від нормальних гранітів більшою кількістю темних мінералів та плагіоклазів і зменшенням мікрокліну.

На дослідженій території, як видно з схематичної карти поширення кристалічних порід, ми маємо контактні зони багатьох магматичних порід, на місцях яких також утворюються змішані породи, аналогічні теніогранітам. Як приклад можна навести: 1) ендоморфні відміни рожевого граніту на контакті з кварцовими монцонітами (с. Хлестунівка та ін.), 2) ендоморфні відміни кварцового монцоніту в місцях контакту з рапаківі (окол. с. Тернівки), які збагачуються на калієвий польовий скалинець, що утворює порфіруваті вилучення та 3) ендоморфні відміни зінов'ївського граніту на контакті з піроксено-біотитовими породами (окол. с. Пляківки).

IV. Виливні ефузивні породи

Виливні породи на дослідженій території констатовані лише в с. Смілянці. Про ці породи згадує проф. В. Є. Тарасенко (16). Серед них він відзначає олівіновий гранофір та габро-норитовий порфірит.

Проф. В. Л. Лічков (24) вказує на наявність у с. Смілянці діабазу.

Виливні породи с. Смілянки являють собою чорну дрібнозернисту базальтувату породу з грубими порфірами зеленаво-сірого плагіоклазу. Подекуди кількість та розміри порфірів плагіоклазу зменшуються і порода являє зливну базальтувату породу. Макроскопічно порода нагадує волинит. Під мікроскопом склад її такий:

а) Плагіоклаз у вигляді ідіоморфних витягнутих прямокутних кристалів, довжина яких у декілька разів перевищує ширину. Плагіоклаз виразно ідіоморфний щодо авгіту і здебільшого утворює двояки й зрідка полісинтектичні двояки, переважно за альбітовим законом.

Своїми оптичними властивостями плагіоклаз належить до лабрадору й зрідка до лабрадору-андезину.

б) Ортоклазу досить багато у вигляді невеликих зерен.

в) Авгіт у вигляді темно буруватих зерен різних розмірів (пересічно близько 0,1 мм) та форми. Плеохроїзм майже непомітний.

Лупність призматична, перетинається під кутом 87° . У розрізах паралельно (010) косе загасання під кутом $40-42^\circ$. В зернах авгіту часто трапляються включення титаністого залізняку.

г) Титаністого залізняку чимало у вигляді голкуватих кристалів та зерен різних розмірів (довжина від 0,1 до 0,8 мм та ширина від 0,05 до 0,08 мм).

д) Рогова світля в вигляді волокнуватих кристалів яснозеленого кольору з чималою кількістю включень титаністого залізняку.

е) Апатит у вигляді видовжених по вертикальній осі кристалів, переважно як включення серед плагіоклазів.

є) Кварцу небагато в вигляді неправильних зерен.

ж) Трапляється небагато біотиту та піротину.

з) Вторинні мінерали — хлорит та серицит, як продукти руйнування плагіоклазів.

Структура породи — діабазова. Отже описувану породу можна визначити як діабазовий порфірит. Хімічний аналіз описуваної дрібнозернистої породи діабазового порфіриту, зроблений в хімлабораторії УНІГРІ, дає такі наслідки:

| SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | H ₂ O |
|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|------------------|-------------------|------------------|
| 55,79% | 14,64% | 3,65% | 9,51% | 4,85% | 1,55% | 3,16% | 3,41% | 2,53% |

Магматична формула за Левінсон-Лессінгом:

$$2,0 RO \cdot R_2O_3 \cdot 5,5 SiO_2; \alpha = 2,2; RO : R_2O = 2,5 : 1$$

Перечислення на формулу Osann-а дає такі наслідки:

$$A = 6,33; C = 4,80; F = 13,88; s_{64,89} a_{7,6} c_{5,8} f_{16,6} n_{3,5} (\gamma)$$

Наведені дані хіманаліза стверджують аналогічний склад діабазового порфіриту с. Смілянки з такими ж діабазовими порфіритами Волині, що їх опис подав проф. В. М. Чирвінський (22). З цього хіманаліза видно також, що порода збагачена на окиси заліза та бідна на Mg з одного боку, а з другого, характерна майже однакова кількість K₂O та Na₂O і наявність вільної SiO₂ в вигляді кварцу.

Порівнюючи мінералогічний та хімічний склад діабазового порфіриту с. Смілянки з таким самим складом кварцових монцонітів вільшанського масиву габрових порід, не можна не відзначити, що породи своїм складом дуже близькі одна до одної. Діабазовий порфірит с. Смілянки відрізняється від кварцових монцонітів описуваної території меншою кількістю SiO₂ та більшою кількістю FeO.

Висновки

З наведених даних про кристалічні породи дослідженої території можна зробити такі висновки:

1) До моменту ерупції досліджена територія була вкрита глинясто-мергельними осадовими породами, які пізніше під впливом процесів метаморфізму перетворилися в комплекс метаморфічних порід.

В зазначений комплекс найдавніших осадових порід кілька разів відбувалась магматична інтрузія, що супроводилася інжекцією та асиміляційними процесами, і в наслідок цього утворилися змішані породи (теніограніти, мігматити та інжекційні гнейси).

В наслідок впливу процесів ерозії від архею до третинного періоду комплекс метаморфічних порід знищений і вони збереглися лише окремими невеличкими ділянками та в вигляді ксенолітів і невеличких просмужків серед інжекційних гнейсів.

2) На дослідженій території було не менш як сім фаз ерупції:

- найдавнішу інтрузію слід зв'язати з піроксено-біотитовими породами;
- дальшу могутню інтрузію на дослідженій території треба зв'язати з зівнов'ївським порфіруватим гранітом.
- пізніше відбулася інтрузія рожевого аплітоїдного граніту дніпровського типу, з якою зв'язані найінтенсивніші процеси інжекційного контактметаморфізму, в наслідок чого утворилося найбільше змішаних порід (теніограніти, мігматити, та інжекційні гнейси);
- пізніша дуже могутня інтрузія на дослідженій території зв'язується з рапаківі;
- з габровими породами та кварцовими монцонітами зв'язана дальша, молодша інтрузія;
- наймолодшу інтрузію слід зв'язати з аплітовими гранітами, що утворюють значні жили серед рапаківі та габрових порід, і, нарешті,

е) інтрузії закінчилися невеличким впливом діабазового порфіриту, який треба розглядати як аналог кварцових монзонітів.

Отже досліджена територія за часів докембрію являла собою місцевість з дуже інтенсивними процесами глибинного вулканізму.

Література

1. Безбородько Н. И., Контактные взаимоотношения гранитов и гнейсов в связи с изучением этих пород вдоль побережья Днепра (Новогеоргиевск — Никополь), Лубны, 1918.
2. Безбородько Н., Значение ассимиляции для образования некоторых типов петрографических провинций, Тр. Минерал. Музея АН СССР, т. III, с. 36—49.
3. Безбородько М. И., Зональні ксеноліти, Труды Укр. Н. д. геологичн. інституту ВУАН, т. III, 1929.
4. N. Z. Bowen. The Reaction Relation in Petrogenesis. Journ. Geol., 30, 1922 pp., 177—198.
5. Лучицкий В. И., Новая область развития гранулитов на юге Киевской губ., Изв. Варшав. политехн. института, вып. I, 1913.
6. Ткачук Л. Г., Гриверстова геологічна карта УСРР — ряд XXV, арк. 10, Рукопис. УГРТ, 1932.
7. Лучицкий В. И., К вопросу о происхождении гранитов юга России.
8. Акад. Тутковський П. А., Кам'яні будівельні матеріали Київщини, ВУАН, Київ, 1924.
9. Проф. Безбородько М. И., Динамограніти, схістограніти, теніограніти та споріднені новоутворення, Тр. Укр. Н. д. геолог. інституту ВУАН, т. IV, Київ, 1930.
10. Проф. Лучицький В. И., Рапакиви Киевск. губ. и породы, его сопровождающие, Варшава, 1912.
11. Проф. Чирвинский В. И., Новый массив рапакиви, Изв. ГК. № 46.
12. Проф. Феофилакт К. М. Об отношении лабрадоритовой породы к ортоклазовым гранитам в Киев. губ., Тр. СІБ общ. ест., т. VII, 1876 г., 48—53.
13. Gampel I. A. Studien über Labradorite von Kiew. Verh. d. k.-k. Geolog. Reichsanst. 1877.
14. Тарасенко В. Е., Матеріали для суждения о химическом строении известково-натровых плагиоклазов, Зап. Киев. общ. ест., 1:99, т. XVI.
15. Безбородько Н. И., Отчет об исследов. кристал. пород вблизи жел. дор. линии Цветково—Бобринская—Гола летом 1919 г., Вісник Укргеолокому, вип. II, Київ, 1928.
16. Тарасенко В. Е., Об изверженных горных породах юго-восточ. части Киев. губ., Юрьев, 1916.
17. Тарасенко В. Е., О горных породах семейства габбро из Радом. и Жит. у. у., Зап. Киев. общ. ест., т. XV, в. I, с. 86.
18. Chruschtschof, Tsch. Min. u. Petr. Mitth., Bd. IX, 1887.
19. Морозевич, К петрографии Волыни, Изв. Варш. университета, 1893.
20. Ткачук Л. Г., Родовище лабрадоритів м. Городища на Шевченківщині, Рукопис фонд. відділу УГРТ, 1931.
21. Проф. Лучицкий В. И., Вопросы стратиграфии и тектоники Укр. кристал. полос, Бюл. Моск. общ. испыт. природы. Отдел геол., т. VIII (3—4), Москва, 1930.
22. Проф. Чирвинский В. И., О некоторых эффузивных породах Волыни, Вісн. Укргеолокому, вип. II, Київ, 1928.
23. Безбородько, Н. И., К петрогенезису темноцветных пород Подолии и соседних Районов, Тр. Минерал. Инст. АН СССР, т. I.
24. Личков, Б. Л., Отчет о работах в 1925 г., Изв. Геол. ком., 45, 1926.

ZUSAMMENFASSUNG.

Der Verfasser beweist in diesem Artikel, dass obwohl eine umfangreiche petrologische Literatur existiert, welche der Ukrainischen Kristallinischen Zone gewidmet ist, viele wichtigen Fragen der Petrologie nicht gelöst werden können, weil die nötigen Daten fehlen. Zu solchen strittigen und unentschiedenen Fragen gehören auch ausser anderen die Genesis vieler Gesteine und die Stratigraphie der Ukrainischen Kristallinischen Zone. Darum teilt der Verfasser einige neuen Angaben mit über die Petrographie, die petrogenetischen Beziehungen und die geographische Verbreitung der präkambrischen kristallinischen Gesteine im Basengebiet der Flüsse Tjasmin und Wischanka im Kyjwer Bezirk.

Die kristallinen Gesteine dieser Gebiete stellen einen Komplex metamorphischer und eruptiver Gesteine dar.

Die metamorphischen Gesteine im erwähnten Gebiet werden meistens als Xenolite oder Amagmatite angetroffen und bestehen hauptsächlich aus Pyroxeno-Plagioklasgneis und Biotitgneis.

Der Pyroxeno-Plagioklasgneis ist in vielen Fällen unter dem Einfluss der Vorgänge des Injektionskontaktmetamorphismus in Endokontaktgesteine verwandelt worden, welche der Zusammensetzung nach dem Pyroxenamphibol-, Amphibolbiotit- und Biotitgneis nahe stehen. Solche Verwandlungen des Pyroxeno-Plagioklasgneisses werden sehr oft in den sog. zonalen Xenoliten beobachtet.

Unter den eruptiven Gesteinen des erwähnten Gebiets sind am meisten die tiefen Gesteine verbreitet und nur an einer Stelle sind effusive Gesteine — diabaser Porphyrit — (im Dorf Malaja Smeljanka) gefunden worden.

Aus der schematischen Karte der eruptiven Gesteine dieses Gebiets ersieht man, dass der Zynowjewer Granit, Rapakiwi, und Gabbro-Noritgesteine mit Quarzmonzoniten, welche bedeutende Massive bilden, am meisten verbreitet sind.

Ausser ausführlicher petrographischer Charakteristik der erwähnten Gesteintypen hat der Verfasser ihre Kontaktbeziehungen beobachtet und gibt, sich darauf gründend, ihr relatives Alter in unten angeführter Reihenfolge (von alten zu den jüngeren) an.

1. Pyroxen — Biotitgranit.
2. Zynowjewer porphyrtiger Biotitgranit.
3. Dniprower Aplitoidgranit.
3. Rapakiwi.
5. Quarzmonzonite und Gabbro-Noritgesteine.
6. Aplitogranite und Pegmatite.

Zum Schlusse beweist der Verfasser folgendes:

1. Die ältesten Gesteine sind die metamorphischen, welche sich als Ergebnis der Verwandlung sedimentärer tonartiger Mergelgesteine unter dem Einfluss der Metamorphimusprozesse gebildet haben. Diese ältesten sedimentären Gesteine bedecken wahrscheinlich die ganze Fläche des erwähnten Gebiets; aber infolge der Errosionsvorgänge, welche von der archaischen bis zur tertiären Periode stattfanden, sind sie fast vollständig vernichtet und grösstenteils nur als Agmatite und seltener als Amagmatite erhalten worden.

2. Im Komplex der erwähnten ältesten sedimentären Gesteine haben mehrmals Magmaintrusionen stattgefunden, welche von Injektions- und Assimilationsvorgängen begleitet wurden, in deren Folge sich vermischte Gesteine (Teniogranite, Migmatite und Injektionsgneisse) bildeten.

3. Auf dem erforschten Territorium gab es 7 Eruptionsphasen:

a) Die älteste Intrusion muss man mit den Pyroxen-Biotitgesteinen verbinden.

b) Die folgende Intrusion ist mit dem Zynowjewer porphyrtigen Granit verbunden.

c) Später fand die Intrusion des Magmas des rosa Aplitoidgranits vom Dniprower Typus statt, womit die intensivsten Prozesse des Injektionskontaktmetamorphismus verbunden sind, die zur Bildung vieler vermischter Gesteine führten.

d) Die nächste mächtige Intrusion ist mit dem Rapakiwi verbunden.

e) Eine noch jüngere Intrusion ist diejenige, welche mit den Gabbrogesteinen und Quarzmonzoniten verbunden ist.

i) Die jüngsten Gesteine sind die Adern der Aplitogranite, welche die Gabbrogesteine und Rapakiwi durchziehen.

g) Die mächtigen Intrusionen endeten mit der Bildung des diabasen Porphyrits, welcher zu den Analogenen der Quarzmonzonite gezählt wird.

20
18
17
16
15
14
13
12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

Родовище флоридинової долішньо-сарматської глини в яру Гучисько на Кам'янетчині (Поділля)

F. Lysenko, mining eng.

Deposit of lower Sarmatian floridine clay in the ravine Gouchisko in Podolia

На початку травня 1927 р. пробуваючи на Поділлі в справі виявлення зложища силексу біля с. Яцковець, мені вдалося дізнатися від місцевих селян про якісь відмінні глини зелено-синього кольору в яру Гучисько біля с. Яцковецької Баби, Маківського району. Щоб оглянути відслонення цієї глини та відібрати зразки на випробування, 3 травня 1927 р. я відвідав це родовище разом з інспектором Київської гірничої округи гірн. інж. І. М. Куляком і мені вдалося прослідкувати на правому схилі яру Гучисько на перебігу 100 м верству глини 0,2 м завгрубшки.

Умови уложення цієї глини видно з геологічного перетину яру Гучисько, що я подаю нижче, при чому палеонтологічне визначення відбитків та мушлів зробила аспірантка Укр. наук. дослідного геологічного інституту Н. Думитрашко, за що висловлюю їй при цьому щиру подяку.

| | | | |
|-------------|--|-------|--------|
| | Чорноземля | груб. | 0,5 м |
| Зразок № 1. | Вапняк суцільний з проверстками <i>Cardium</i> | " | 4,0 м |
| " № 2. | Глинястий вапняк із скупченням трубочок <i>Spirorbis</i> та <i>Serpula</i> | " | 2,0 м |
| " № 3. | Суцільний вапняк темного кольору з мушлями <i>Hydrobia</i> й <i>Ervillea</i> | " | 1,0 м |
| " № 4. | Глина яблучно-зеленого кольору в свіжому стані та жовтава — в звітрілому. Має масляний блиск восковий; з водою, супротивно до звичайних глин, не дає пластичної маси, а зберігається в незмінному стані або розкришується. Дає черепашкуватий злам та на повітрі розсипається; питомою вагою легша за каоліни та глини | " | 0,2 м |
| " № 5. | Жовтавий, звітрілий вапняк, піскуватий з <i>Ervillea</i> й <i>Hydrobia</i> | " | 0,35 м |
| " № 6. | Полелясто-жовтий дрібнозернистий вапняк, що має на споді джерельце ґрунтових вод | " | 4,5 м |
| " № 7. | Сенманська опока | " | 15 м |
| " № 8. | Те саме із скупченням кремневих рогульок та уламків | " | 0,2 м |
| " № 9. | Проверсток із скупченням кременю | " | 0,2 м |
| " № 10. | Главконітовий зелений пісок, що донизу вкритий скупченням кременю аж до долини р. Студениці біля с. Яцковецької Баби | " | 23 м |

Загалом ґрубина перетину 50,75 м

Відібрані зразки цієї глини передані до Хімічної лабораторії тресту „Порцеляна-Фаянс-скло України“ і наслідки хімічного аналізу подаємо, порівнявши її з аналізом англійської флоридинової глини з Nitfield-y в Surrey.

| Назва глини | H ₂ O вище 110°C | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ + FeO | CaO | MgO | Луги | Разом | Примітка |
|------------------------------|-----------------------------------|------------------|--------------------------------|---|------|------|------|--------|--|
| Англійська з Nitfield-y | 8,74 | 58,66 | 17,33 | 7,21 | 3,17 | 3,26 | 1,63 | 100,0 | Таблиця (1) с. 302 |
| Подольська в яру Гучисько | 7,70 | 60,96 | 17,88 | 6,17 | 3,60 | 4,01 | — | 100,32 | Аналітик інж. керамік М. И. Андреев. |

Відмінний вигляд цієї глини такий: зовсім не пластична, а певніше крихка, що нагадує лояк, властивість прилипати до язика, зменшена питома вага порівняльно з звичайними глинами, відсутність механічної домішки піску, збільшений вміст CaO та MgO і загальний склад досить подібний до складу англійських флоридинових глин з Nitfield-y в Surrey. Все це навело на думку випробувати її вплив на барву мінеральних та рослинних олій. Відсутність відповідного устаткування в хімічній лабораторії Укр. н. д. геологічного інституту примусила нас надіслати зразки на таке випробування професорові Тифліського державного університету А. А. Твалчрелідзе, що працює в галузі вивчення адсорбційних властивостей глин.

Безнадійне очікування будьякої відповіді від проф. А. А. Твалчрелідзе протягом двох років, не вважаючи на подвійне прохання Укр. н.-д. геол. інституту допомогти в цій справі, зтягло визначення можливого застосування цих глин для промислових потреб, і цим пояснюється запізнення в друком опису відслонення цих глин. Оголошення в часописах держ. дослідного нафтового інституту (ГІНІ) про замовлення на випробування різних речовин відбілювання нафтових фабрикатів дало нам змогу тільки 1931 р. визначити адсорбційні властивості глини з яру Гучисько. Нафтовий н.-д. інститут дав такий висновок: „Два образца глины с Подолии испытаны на отбеливание Эмбинского машинного дистиллата сравнительно с американской отбеливающей землей Attapulugus. Машинное масло предварительно обрабатывалось серной кислотой. Земли взяты в количестве 10% на масло. Отбеливание производилось при 175°. Цвет масла и кислотность таковы:

| | Цвет в м.м масла кислотн. % SO ₂ | |
|---|---|-------|
| Глина Attapulugus | 34 | 0,114 |
| Свежая яблочно-зеленая глина из Гучиско | 26 | 0,124 |
| Слегка измененная желтая из Гучиско | 21 | 0,128 |

Как видно из полученных данных, цвет масла после обработки Attapulugus значительно выше (светлее), а нейтрализующая способность этих образцов также ниже, чем Attapulugus“.

Верстувате уложення цих глин серед долішньо-сарматських вапняків дає підставу сподіватися знайти далеко грубіші поклади її й при тому по багатьох інших пунктах Поділля, де так дуже поширені сарматські вапняки, а це й визначить промислове значення їх.

Література

1. Акад. А. Е. Ферсман, Глины флоридиновые. Нерудные ископаемые, т. 1. ИЛ-КЕПС-а 1926.
2. Акад. А. Е. Ферсман, Глины бентонитовые, т. 1, изд. КЕПС-а, 1926.

SUMMARY

In May 1927 while investigating the layer of Ukrainian silex near the village Jatskovtsy the author happened to learn from the inhabitants of the village about some deposits of a peculiar clay in the ravine Gouchisko near the vil. Jatskovetska Baba (region Makhov, district Kamianetz Podolsk, Podolia).

Having investigated the outcrops, the author discovered deposits of clay on the right slope of the ravine Gouchisko between layers of lower sarmatian limestone, the upper layer of which is 7 m. thick and comprises shells of *Spirorbis*, *Serpula*, *Hydrobia* and *Ervilia*; the lower layer is 4,85 m. thick. The clay is of an apple-green colour when fresh, and yellowish when slightly weathered: it has an oily lustre; mixed with water it does not give a plastic mass, contrary to common clay, but remains unchanged and crushes into small pieces.

It has a conchoidal structure and crumbles away when exposed to air. Its specific gravity is less than that of caolin. The layer of clay is 0,2 m. thick. Below the sarmatian limestone comes senomanian „opoka“ (gaise) 15,2 m. thick, containing flint concretions.

In the year 1927 the author succeeded in obtaining a chemical analysis of this clay made at the laboratory of the Porcelain-Faience-Glass-Trust. A technical test as to its absorption capacity was made at the Moscow Oil Institute after we had twice addressed ourselves to prof. Tvalchrelidze in the vain hope, that he would do it at the Tifliss University, what was the cause of the tardy appearance of this article.

According to chemical analysis the clay of Gouchisko is like the English clay of Nitfield in Surrey.

A discolouring capacity test at 1750° of Emba engine distillate (after it had been worked with sulphur acid) shows smaller figures as compared to Attapulgas clay capacity. Clay was taken at the ratio of 10 per cent to the oil.

Considering the stratified deposit of this clay amidst the lower sarmatian limestone largely spread in Podolia, the possibility of discovering larger layers of the above mentioned clay in other districts of Podolia is not excluded, and this may determine its industrial value.

Д. К. Біленко, В. П. Підгаєцький

Геологічне дослідження формувальних пісків в околицях Києва

D. K. Bilenko, W. P. Pidgaetzki

Geologische Erforschung der Formsande in der Umgegend von Kyjiw

Вступ

За завданням Українського науково-дослідного інституту машинобудівництва Український науково-дослідний геологічний інститут ВУАН улітку 1932 р. обслідував формувальні піски на території Києва та його околиць. Для цієї роботи була організована партія в складі начпартії наукового робітника Д. К. Біленка, колекторів-геологів аспірантів Геологічного інституту В. П. Підгаєцького, Г. І. Молявка, В. Ф. Штрекер.

В завдання партії входило:

- а) виявити за даними природних відслонень виходи пісків харківських, полтавських, четвертинних і зокрема річкових, які залежно від даних аналізів можна використати як формувальну сировину;
- б) за даними природних відслонень констатувати виходи вогнетривалих глин;
- в) дослідити умови залягання пісків та глин і їх грубину в природних відслоненнях;
- г) зібрати зразки типових порід та їх варіантів;
- е) уложити карту формувальних пісків (вказати на 3-верстовому планшетах їх виходи).

Під час польової роботи партія зареєструвала 108 відслонень і відібрала 152 зразки різних порід, при чому описували не лише піски, а й увесь комплекс порід, що виступають у тому чи тому відслоненні.

Крім того, партія, виходячи з потреб виробництва, за пропозицією Інституту машинобудівництва провела розвідку на піски в районі Караваєвих дач, де відібрано до 75 зразків.

Всі відібрані зразки партія за умовою передавала до Інституту машинобудівництва. Останній узяв на себе провести й опрацювати аналізи технологічні й фізично-хімічні. Наслідків аналізів у нашому звіті ми не подаємо.

Отже завдання партії було обслідувати піски з геологічного погляду, виявити умови залягання, поширення, дати морфологічну та петрографічну характеристику їх і зазначити на карті виходи пісків.

Щоб здійснити поставлені завдання, партія зв'язалася з заводом „Більшовик“, де познайомила з тими пісками, які використовують там для ливарної справи. Разом з тим співробітники партії мали можливість обізнатися з тими методами дослідження й випробовування, що їх практикують у лабораторії „Більшовика“.

Роботу партії треба розглядати як першу фазу дослідження пісків. Тепер уложено карту, що дає відомості про місця залягання пісків, а звіт треба розглядати як пояснення до карти.

Друга фаза роботи повинна полягати в перевірці зібраного матеріалу в той спосіб, що треба вивчати відслонення найпридатніші з погляду якості пісків, умов залягання і використання їх, звичайно, на підставі даних лабораторного дослідження й виробничого ефекту.

А далі треба провадити розвідки в окремих пунктах для виявлення запасів найпридатніших пісків. Це вже третя фаза роботи.

З цього виходить, що виробничі організації можуть зв'язатися з Геологічним інститутом, який може давати консультації, що впливають з характеру проведеної ним роботи.

Розділ звіту „Петрографічна характеристика пісків“ склав аспірант В. П. Підгаєцький, помічник-геолог партії. Як сказано, в завдання партії входило дослідити піски з геологічного погляду, дослідити умови їх залягання, поширення, морфологічні та петрографічні особливості. А дослідження фізично-хімічних особливостей пісків та визначення придатності їх для ливарної справи взяв на себе Н-д. інститут машинобудівництва, якому й передавали для аналізу відібрані проби всіх сортів пісків.

Тому ми не маємо на увазі характеризувати в цьому нарисі окремі властивості формувальних пісків. Ми нагадаємо тут лише про ті вимоги, які ставить до них ливарна справа.

Формувальні піски дістали свою назву від того, що їх уживають на виготовлення форм, у які наливають розтопленний метал. Через це формувальні піски повинні мати добру якість, інакше ливарна справа може мати збитки на десятки й сотні тисяч карбованців.

Формувальні піски повинні мати такі властивості: пластичність, міцність, газопроникливість, вогнетривалість, теплопровідність, довготривалість. Пластичність пісків залежить від вогкості, механічного складу — наявності глинястих часток і піску, а також від форми зерен — кугуватої чи круглястої. Міцність пісків тісно зв'язана з пластичністю і залежить від тих самих чинників, що й остання, а насамперед від вогкості та кількості глинястих часток.

Міцність пісків забезпечує виготовлену форму від механічного пошкодження під час заливання її металом та пересування. Газопроникливість зумовлюється розміром зерен, їх формою та однорідністю, а значить поруватістю (останнє ж зв'язане з вогкістю, кількістю води), кількістю глинястих часток. Вогнетривалість пісків залежить від хімічного складу. Головніші складники — кварц і глина, бо вони найбільше вогнетривалі.

Різні домішки, як от вапно, вуглекислий магній, окис заліза, луѓи знижують вогнетривалість формувальних пісків, тоді пісок пригоряє до відливання. Загальна кількість домішок не повинна перевищувати 7%. Доброякісні формувальні піски витримують температуру більше як 1300°. Щодо теплопровідності, то вона в усіх пісках майже однакова і залежить звичайно від тих компонентів, які домішують до пісків, виробляючи форми. Велика кількість води в природних пісках може збільшити теплопровідність, а значить негативно вплинути на якість литва (загартування поверхні). Нарешті, довготривалість пісків поліпшує якість литва і здешевлює вартість піску. Ця довготривалість зумовлюється глинястими частками, що під впливом розтопленого металу швидко втрачають свою властивість зв'язувати пісок (в наслідок випаровування втрачається також міцність та пластичність). Отже відпрацьований пісок треба відсвіжувати, додаючи нові порції глинястого піску. Від багаторазового вживання пісок також старіє, бо кварцові зерна розтріскуються, знову спікаються, втрачають свою міцність.

Уся сукупність зазначених ознак визначає придатність пісків до формування в ливарній справі. Деякі з цих ознак уже в польових обставинах можуть бути за критерій для визначення характеру й придатності пісків. Ці моменти ми й брали на увагу, геологічно обслідуючи піски як формувальну сировину.

Роботу ми побудували за таким планом.

I. Геоморфологія та геологія району дослідження. 1. Долина р. Либеді. 2. Правий корінний берег Дніпра. 3. Вододільне плато між системами Дніпра й Либеді. 4. Тerasи Дніпра.

II. Четвертинні піски.

III. Третинні піски. 1. Полтавські піски. 2. Харківські піски.

IV. Глини й суглинки (четвертинні й третинні). 1. Лес, лесуваті суглинки, супіски. 2. Бурі глини. 3. Рябі глини. 4. Каолінові глини. 5. Київський мергель.

V. Петрографічна характеристика пісків.

VI. Райони й пункти пісків.

VII. Висновки.

VIII. Опис відслонень.

I. Геоморфологія та геологія району дослідження

Польовим дослідженням охоплено такий район:

1. Між кол. Кадетським гаєм та Караваєвими дачами. 2. Солом'янка з Батієвою горою та районом Артшколи. 3. Протасівка й Байкове. 4. Між с. Совками й Сталінкою (Деміївкою). 5. Сталінка та район між нею й Голосієвим. 6. Ленінський район (Печерське). 7. Звіринець. 8. Лук'янівка та район між нею й Жовтнівкою (Шулявкою й х. Грушки). 9. Глибочиця. 10. Берег Дніпра між Глибочицею та Сирцем. 11. Яри Юрківський, Кирилівський, Бабин, Сирецький. 12. Плато між Лук'янівкою й Сирцем. 13. Приорка. 14. Правобережна тераса р. Дніпра від Кинь-Журбу до Петрівки (Куренівки). 15. Лівобережна борова тераса Дніпра в районі Дарниці, Слобідки Микільської. 16. Алювіальна (лукова) тераса Дніпра в районі Труханового острова й трамвайного мосту (що веде через Дніпро до Слобідки Микільської).

З геоморфологічного погляду в названому районі можна виділити такі елементи: 1. плато; 2. тераса; 3. долини річкові; 4. яри.

Тому всі названі райони надалі ми зводимо до таких основних: 1) долина р. Либеді з бічними системами ярів і балок, 2) правий корінний берег Дніпра з тими ярами й балками, що його перерізують і відкриваються в долину Дніпра, 3) вододільне плато між системами річок Дніпра й Либеді, 4) тераси р. Дніпра, лукова та борова (піскова) право- й лівобережна.

В такий спосіб ми накреслюємо чотири райони, на які й поділяємо всю досліджену територію. За таким розподілом ми систематизуємо всі зареєстровані природні відслонення та подаємо фактичний матеріал.

1. Долина р. Либеді

Р. Либедь, правий доплив Дніпра, зробила глибоку й широку долину. Починається вона в районі Караваєвих дач і входить у долину р. Дніпра біля с. Телички. На всьому просторі спостерігаємо досить широкі схили, праві й ліві, особливо в горішній частині. Ближче до устя р. Либедь більше заглиблюється, схили плато крутішають, а долина значно звужується. Спостерігається, що праві схили крутіші за ліві, при чому праві у верхів'ї від Караваєвих дач до Батієвої гори менш круті, ніж у долішній частині. Це пояснюється тим, що горішня частина р. Либеді проходить у зандровому районі, де схили вкриті пісками, а долішня — в лесовому, де лес утворює стримкі схили.

Дно долини р. Либеді вкрите алювієм, пісками і переважно тим суглинчастим делювієм, що надходить з схилів плато.

У верхів'ї долина р. Либеді заглибилась в полтавські піски, але раптом вона знижується і вже недалеко від Караваєвих дач заглиблюється ще більше, а полтавські піски висупають над її рівнем (відсл. 1, 3, 4). Харківські піски в дні долини близько правого плато констатовані свердловиною на

глибині 2—4 м близько кол. Кадетського гаю, де високо над долиною виступає полтавський поверх, кар'єр „Більшовика“ (відсл. 1, мал. 3). У відслоненнях з правого боку долини харківський поверх виступає в середній частині, нижче Батиевої гори, саме між Протасовим яром та Байковим кладовищем, ближче між трикотажною фабрикою та найближчою залізничною будкою в бік Байкового (відсл. 80). Тут харківський пісок виступає над дном долини на 4,6 м і вперше, рахуючи від верхів'я. Отже р. Либедь швидко промила харківський поверх і заглибилася в київський мергель. Останній уперше виступає над долиною р. Либеді в районі Сталінки (відсл. 92).

Загальна довжини долини р. Либеді до 15 км, ширина до 1 км у горішній і середній частині, до устя звужується до 0,25 км. Річка Либедь має досить значний спад, загальний близько 75 м, а на 1 км до 5 м, ширина її пересічно до 5 м, а глибина до 1 м.

В долині р. Либеді в верхів'ї педибуємо з правого боку останці та півостанці плато, банюватої форми, до 250 м діаметром, складені в основі з полтавських пісків та вкриті розмитою й перевідкладеною мореною (відсл. № 3), а також мореною типовою (відсл. № 4). Останнє вказує на те, що долина р. Либеді закладена в основному водами ріського зледеніння (мал. 1).

З правого й лівого боку в долину р. Либеді відкривається значна кількість ярів і балок. Деякі яри досить широкі (Мокра вул., Протасів Яр, Сталінський) перетворилися на балки, а дно деяких балок розроблюється й заглиблюється сучасними діючими ярками.

Нижче подаємо яри й балки, правобічні й лівобічні, де зареєстровані природні відслонення.

Правобічна система. Поблизу Караваєвих дач, у верхів'ї, з правого боку біля відслонення № 3 проведено розвідку на формувальні піски на схилах короткої закритої балки. Тут полтавські піски на схилах укриті четвертинними пісками (мал. 4). Останні вистелюють і дно балки. Про наслідки розвідки складено окремий звіт.

Між Караваєвими дачами й кол. Кадетським гаєм, близько до останнього, є довга балка, що починається в глибині зандрового плато між Артшколою й залізницею. Дно широкої балки прорізується сучасним ярком, у наслідок чого у відслоненнях оголюються піски четвертинні, переверстовані лесуватими суглинками (відсл. 2). Піски простежуються на поверхні схилів ярка й балки до самої долини р. Либеді (відсл. 66).

Між Солом'янкою та кол. Кадетськими гаєм у долині р. Либеді проти ст. Київ і пас. виходить яр, що починається на плато близько Артшколи та кінця Солом'янки. Яр прорізує положисте балкувате зниження і виходить своєю верховиною, розгалужуючись, до найвищого місця плато. Цей яр, напівзавмерлий, з вузьким дном завширшки до 4,5 м і вертикально похилими боками, поширюється і заглиблюється в напрямку до устя. Глибина біля верховини 9,60 м. На схилах яру відслонюються грубі товщі четвертинного піску, верстованого, складеного внизу з грубіших і вгорі з дрібніших зерен (відсл. 69); місцями ці піски версткуються з піскуватим суглинком (відсл. 68). У самої верховини яру четвертинні піски (відсл. 70) підстелюються мореною і нижче бурими глинами, по останніх стікає ґрунтова вода, що звогчує дно яру. По звогченій постелі помалу сповзають ті маси порід, що обриваються в вертикальному відслоненні верхів'я яру.

Названий яр у долішній третині неглибокий з раптовими бічними схилами плато, і балка, що в ній лежить названий яр, помітно обривається над замаскованим схилом плато до Либеді, тобто вона не відповідає рівневі сучасного дна Либеді, а була зв'язана з рівнем вищим від сучасного.

Між Солом'янкою та Батиевою горою міститься широка балка, власне яр, перетворений на балку в долішній частині його; тут проходить вул. Мокра. Ця балка з середньої частини і в напрямку до верховини розгалужується на

дві частини: праву та ліву галузі. Ліва галузь у верхів'ї знову таки розгалужується і ліве відгалуження її (другого порядку) починається біля костопальні, а праве (теж другого порядку), довгою верховиною підходить до села Олександрівки. Права галузь основної балки межує з Батієвою горою і верхів'ям своїм підходить до С-г. досвідної станції. Вся система балки прорізується діючим яром, що високо підноситься на плато. Найгустішу систему ярів спостерігається в лівому відгалуженні основної балки.

В лівому відгалуженні основної балки, близько з'єднання його з правим, спостерігається банкуватий острівець. Цей острівець складений з четвертинних пісків (відсл. № 71) і являє собою залишок дна давньої балки. Пісок його використовують у ливарному цеху Ленкузні та на будівлі. Пісок сіро-жовтуватий, дрібно-й середньозернистий, трохи пилюватий, при зв'язненні збивається в крихкі комки, верствується з більш пилюватими й дрібнозернистими просмушками, а також просмушками грубшого кварцового піску — грубина шару до 8,5 м (проти будинку № 65 на Мокрій вулиці).

На правому схилі лівого відгалуження основної балки під четвертинним піском залягає лес (відсл. 72), а праві схили правого відгалуження з боку Батієвої гори містяться вже в лесовому районі; тут лес підстелюється бурими глинами, по яких відбуваються невеликі осуви (відсл. 73).

Батієва гора з боку залізниці обкутана в основі поверхом полтавських пісків, що простежується у високих урвищах схилів гори на просторі від Мокрої вул. до Протасового яру (відсл. 74, 75, 76, 77). Піски вкриті грубим шаром рябих глин і вище — бурих глин; останні вкриті лесовим шаром. В цьому районі на схилах гори між 8 та 10 лініями на бурих і рябих глинах відбуваються досить значні осуви, що загрожують найближчим будинкам. Тут у відслоненні 74 в кінці схилу виступають каолінові глини, що підносяться над рівнем залізничної колії на 4 м. Видима грубина глини 2 м.

Полтавські піски констатовані в Протасовому ярі біля його устя з правого боку. Тут грубина його над дном яру до 15 м (відсл. 79).

Між Байковим та Сталінкою в долину р. Либеді відкривається широка балка з річкою на дні. Балка починається в районі с. Совок, далеко в глибині плато, в формі діючих і напівзамерлих ярків; від Совок і до Либеді вона досить широка. По схилах її виступають грубі шари полтавського дрібнозернистого піску (відсл. 82, 83).

Близько устя та під правим схилом у долині подибуємо два підвищення: одне з них, що ближче до устя, вище і вкрите лесом, а друге (відсл. 81), далі від устя, значно знижене. Останнє міститься на провулку Луговому проти буд. № 9. Це підвищення неширокої площі, видимо значно розмите. Висота його до 10 м. Складається воно з дрібно-й середньозернистих пісків, нерівнозернистих з обкатаними кварцовими зернами, серед яких трапляються грубі кварцові зерна до 2 мм діам. Піски верстовані, подекуди мають зцементовані залізом тонкі просмушки. В горішній частині в пісках густо трапляються наметнячки з обробленою згладженою поверхнею. Пісок можна використати як баласт.

Між Протасовим і Совською балкою на схилах плато до залізниці в районі Байкового здибаємо урвисті лесові відслонення. В другому ярку, рахуючи від Київшею в бік Сталінки, натрапляємо на виходи харківських пісків, що виступають у відслоненні над залізничною колією на 4,6 м (відсл. 80).

Сталінка розташована при усті давньої широкої балки, розмитой при усті. В дні балки проходить сучасний яр, що починається біля Голосієва. Горішня частина яру проходить у зандровій зоні, долішня — в лесовій. На схилах яру у відслоненнях знаходимо виходи четвертинних пісків (відсл. 86), полтавських, харківських, київського мергелю й лесової серії (відсл. 87, 89) та пере-відкладеного лесуватого суглинку грубої товщі в Красному ярі, лівому бічному відгалуженні (відсл. 84).

З лівого боку в долину р. Либеді відкриваються ярки в горішній та долішній частині. Так, до Либеді тягнеться по схилу неглибокий і вузький ярок з району Лук'янівського кладовища й Пушкінського парку, на **НО** від заводу „Більшовик“. Схили ярка досить похилі, відкриті. Тут оголюються четвертинні піски — дрібні, пилюваті нерівнозернясті (відсл. 6).

В долішній частині долини р. Либеді з лівого боку схили плато прорізані досить густою сіткою діючих ярів. На всьому просторі в основі відслонень виходять полтавські піски, вкриті бурою глиною (відсл. 90, 91, 94). З відслонення 91 полтавський пісок використовує Червона гута на скляне виробництво. У відслоненні 92 й 99 подибуємо виходи київського мергелю й харківського поверху. З першого київський мергель експлуатує на вироблення цегли завод № 3.

В цьому ж районі по дорозі в х. Телички до школи Каменева є кар'єр № 1 Місцобудматеріалу, де залягає шар до 10 м четвертинних пісків. Піски використовують на будівлі та на ремонт трамвайних шляхів. Пісок кварцовий, нерівнозернястий, перемитий, чистий, має проверстки грубішого піску; залягає він на поверхні (відсл. 95). Ці самі піски знаходимо у відслоненні 98, що міститься в балці з ярком, які виходять із Звіринця до с. Телички (в балці тягнеться вул. Малютинська). На лівих схилах балки виступають полтавські піски, вкриті лесовим делювієм, на правих — четвертинні піски.

Увесь описаний район долішньої частини р. Либеді на схилах являє район значних розмивів. Підвищені схили вкриті (Чорна гора) розмитою мореною та залишками лесу, подекуди перевідкладеного; яри встелені грубим шаром алювію, складеного переважно з піску і почасті піскуватого верстованого суглинку.

2. Правий корінний берег Дніпра

Правий корінний берег Дніпра в північній частині від Приорки до устя Бабиного яру лежить у зандровій смузі, а південна частина, що нижча Бабиного яру, — в смузі лесовій. Залежно від цього і характер берегів зовсім відмінний. Повільні схили, часто закриті, зандрового району раптово змінюються в урвисті оголені схили лесового району.

Район Приорки являє район суцільного поширення четвертинного піску, що вкриває околиці плато та схили. Пісок цей розвіюється вітрами, переноситься з одного місця на друге, тому в рельєфі району знаходимо то накопичення пісків у купи, то неглибокі долинки видування.

На схилі плато проти Інституту каучуконосів натрапляємо на „вітрові поля“, що являють собою оголені піски, іноді злегка задерновані. Розвіювання пісків на схилах спричинюється до зниження останніх. Піски (відсл. 59) сірожовтуваті, кварцові, середньо- й нерівнозернясті з добре обкатаними зернами, серед яких трапляються грубі зерна кварцу, польовики й темні мінерали. В місцях розвіювання можна здибати на поверхні скупчення названих грубих зерен.

Четвертинні піски підстеляються мореною (відсл. 60). За даними цього відслонення (вул. Западинська на Приорці), морену підстеляють флювіогляціальні піски з кристалічними наметнячками, нижче — лесуватий суглинок.

Сирецька балка. Сирецька балка починається біля Святошинської трамвайної колії в районі х. Грушки і виходить на Петрівку (Куренівку) на рівень борової тераси Дніпра. Остання, починаючи від Серецької вулиці в напрямку до Подолу, переходить у лукову терасу, що межує безпосередньо з високим корінним берегом. Горішня частина схилів балки вкрита пісками, а внизу схилів під пісками відслонюється перевідкладений лесуватий суглинок, що його можна спостерігати близько устя балки з лівого боку кладовища, а також з правого, напр., по дорозі з балки до таборів. Лівий схил балки посту-

повий, положистий, правий вищий і крутіший. Сирецьку балку прорізує глибокий яр, широкий, з спланованим дном у долішній частині. Розмив дна заглибився в полтавський поверх у верхній частині, в харківський — у долішній, а в самому усті балки з правого боку вже виступає київський поверх. У долішній частині яру 3-й цегельний завод використовує київський мергель з наглинком, що залягає в дні яру під негрубим шаром алювію й харківського поверху. Сирецька балка приймає з обох боків багато відгалужень з закритими здебільшого схилами.

Праве відгалуження Сирецької балки виходить проти цегельні № 3. В ньому з правого боку при усті (відсл. 11) помітні осуви на бурих і рябих глинах, ґрунтова вода цього горизонту згущується в депресіях дна відгалуження.

В даному відслоненні під лесуватим суглинком 3—4 м завгрубшки, залягають каолінові піскуваті глини грубиною до 1 м, що підстелюються в'язким, збагаченим на каолін піском полтавського поверху. В дні наведеного відгалуження прорізується сучасний діючий яр, зв'язаний з рівнем дна Сирецької балки, а саме відгалуження підноситься над рівнем дна балки. На правому схилі основної балки у відслоненнях 12, 16, 15, 107 виходять київський мергель з наглинком, харківські піски, полтавські піски, бурі глини. Ці породи вкриває лесуватий суглинок.

Бабин яр. Бабин яр прорізує широку балку, що має положисті ліві й крутіші праві схили. Головний яр проходить близько високого правого схилу балки, а ліві бічні відгалуження його прорізають дно основної балки та ліві її схили. Урвистий правий бік головного яру дає вертикальні відслонення лесу, на лівих схилах подибуємо лесуватий суглинок у перевідкладеному стані. Так у лівій галузі Бабиного яру, знаходимо в одвершку під сучасним сформованим на делювіальному суглинку ґрунтом типовий лес, який підстелюється перевідкладеним лесом з піскуватими просмужками. Головний яр заглибився в харківські піски, що виступають недалеко від устя з лівого боку (середня частина яру в місці найширшого його дна).

Близько устя Бабиного яру на лівому боці (початок середньої частини) в промоїнах на урвистому схилі, вгорі вертикальному, і внизу крутому, констатовано залягання четвертинних пісків, середньозернистих і верстованих з рідкими дрібними кристалічними наметнячками, загальної грубини до 7 м. Цей шар пісків виступає безпосередньо над дном яру, а вкривається лесуватим супіскуватим суглинком у 3 м, який знову таки донизу переходить у верстований горизонт піскуватого суглинку, завгрубшки 2,5 м (відсл. 19). Аналогічні суглинки подибуємо на схилах яру й ближче до його устя (відсл. 18).

Бабин яр досить довгий, початок його далеко на плато, майже біля Лук'янівського кладовища, де ознаки давньої балки заховуються вже в рельєфі. Схили верхів'я яру складені з четвертинних пісків. Виходить на рівень лукової тераси Дніпра.

Кирилівський яр (мал. 2) починається між I робітничою лікарнею та Кирилівським гаєм і йде в бік Психіатричної лікарні до Дніпра. Яр лежить у широкій балці, розложистій з крутішим правим схилом. Схили балки вкриті лесом, а дно встелене яровим алювієм. Яр прорізує полтавський поверх, а в долішній частині (відсл. 23) виступає над дном яру харківський поверх. У верхів'ї з правого боку біля урвистого лесового відслонення спостерігається сповзання обвалених мас лесу та бурих глин, а довгий схил плашувато вкритий лесом. Бурі глини підносяться над дном яру на 29 м (відсл. 21), а полтавські піски — на 13,40 м (відсл. 22).

Між ярами Кирилівським та Юрківським корінний берег Дніпра значно підноситься. Високе плато раптово обривається над долиною Дніпра, бічні яри короткі з урвистими схилами. На всьому просторі всюди оголюються

грубі товщі полтавських пісків (відсл. 24, 25, 26, 27), а подекуди харківські відсл. 28, 29) та київський мергель (відсл. 29). Над цими породами залягають рябі та бурі глини, які вкриває грубий шар лесової серії.

Юрківський яр поділяється на два головних відгалуження, що з них праве коротше за ліве. Навколишнє плато то круто, то повільними схилами підноситься над дном яру. При усті яру провадять розроблення харківських пісків та київського мергелю (відсл. 46, мал. 5). Тут міститься цегельня № 5 Кар'єроуправи Комунальній. Харківський пісок використовують для ливарної справи, київський мергель — для цегли. Вище залягає полтавський пісок грубиною до 10 м, укритий на схилі плато делювієм і лесом. Виходи харківських пісків є також при усті яру з правого боку (відсл. 49, 50) та в основі гострого виступу плато, що лежить при з'єднанні обох відгалужень Юрківського яру (відсл. 45). Над полтавськими пісками в останньому місці на поверхні плато залягають бурі глини, які раніш тут експлуатували (була колись цегельня).

Виходи полтавського поверху спостерігаємо на всіх схилах обох відгалужень.

Глибочицька балка. Своїм верхів'ям Глибочицька балка заходить далеко в плато і з'єднується правим відгалуженням верхів'я з лівим відгалуженням верхів'я долини р. Либеді. В такий спосіб між долинами Либеді та Глибочицької балки утворена напівпрохідна долина. Глибочицька балка досить широка, особливо в горішній частині, до устя вона звужується і виходить на рівень тераси Подолю. Вона прорізана яром, дно якого вже сплановано: тут проходить вулиця й трамвайна колія. Біля устя вона значно розгалужується, утворюючи останці та півостанці. При усті її подибуємо останець плато, Флорівську гору.

На схилах Глибочицького яру знаходимо четвертинні піски (відсл. 30, 41), що підстеляються лесуватим суглинком і версткуються з ним (відсл. 42), лесуваті суглинки, що поділяються на два поверхи піскуватим просмушком (відсл. 44), полтавські піски під четвертинним делювієм (відсл. 43).

Окраїна плато нижче Глибочиці й до Андріївського взвозу досить еродована. Плато знижене, балкуватої форми, замасковане загальним сплануванням місцевості. Його прорізує низка ярів і воно виступає між ними довгастими формами, іноді в формі останців та напівостанців. Балкувате зниження окраїни плато характерне для району між узвозами Андріївським і Вознесенським. По ярах зниженої окраїни проходять Андріївський узвіз, Вознесенська вул., між якими міститься Флорівська гора; з правого боку Андріївського взвозу між будинками №№ 15, 13 — невелика площа Столової гори, а з лівого від Воздвиженської вул. — знижений витягнутий у напрямку ярів виступ плато. Яри заглибилися в полтавський поверх, який досить густо виступає у відслоненнях.

В останці плато столової форми на Андріївському взвозі проти будинків №№ 13, 15 (відсл. 52) під лесуватим суглинком залягає бура глина та нижче — липка й в'язка з густим вохряно-жовтим забарвленням ряба глина. Останню підстеляє поверх полтавських пісків. Полтавський поверх у горішній частині складається з крихкого пісківцю, що нижче переходить у злегка сцементований пісок, а ще нижче — в пісок розсипчастий.

Цементация піску зв'язана з наявністю каоліну, що є тут у формі зерен та вкриває поверхню кварцових зерен. Виходи полтавського поверху відзначаємо в відслоненнях 53, 54, 55, 56.

В останньому відслоненні (56), на Флорівській горі з боку Воздвиженської вулиці проти буд. № 17—19, досить урвистому, подибуємо в поверхні суглинок сіро-сізавий, супіскуватий, дрібноверстований, платівчастий; розмір платівок від 2 м до 3 см. Цей варіант суглинка нагадує „стьожкові глини“.

Він відмежовується від нижче уложеного лесоватого суглинку горизонтом дрібно- й середньозернястого піску завгрубшки 1,80 м. Названу лесову серію підстеляють бурі та рябі глини. Внизу залягає полтавський поверх, складений з каолінового горизонту, завгрубшки 20 см, нижче — з цементованого каоліном піску, в'язкого, а ще нижче — й піску розсипчастого. Загальна ґрубина полтавського поверху, що виступає над дном яру, до 27,4 м.

Окраїна корінного берега Дніпра на просторі між устям Глибочиці та Звіринцем з геологічного погляду повторює ту саму стратиграфію, що її ми наводили для районів більш північних. Ця ділянка найближче підходить до Дніпра, забудована, характеризується осувними явищами. Оскільки тут використовувати піски неможливо, ми на даному просторі не відзначаємо відслонень на карті. Зовсім в інших умовах є відслонення трохи на південь від Звіринця біля Видубецького монастиря (відсл. 97). Тут представлена вся третинна серія в повному складі: ряба глина, піски полтавський та харківський, київський мергель. Полтавський поверх складений з крихкого, злегка цементованого пісківцю, збагаченого на каолін, глибиною 11 м, дрібного білого розсипчастого піску, внизу з проверстками грубого піску та проверстком бурого вугілля, завгрубшки 0,40 м; глибина цього горизонту 14,50 м. Харківський поверх представлений двома горизонтами — зеленкувато-сірими з жовтавим відтінком дрібнозернястими, трохи глинястими пісками з густими глауконітовими зернами, завгрубшки 8 м та підгоризонтом глинястого піску, на якому збирається ґрунтова вода, глибиною 2 м. Київський поверх з наглинком угорі виступає над рівнем дніпрової води на 23,30 м.

3. Вододільне плато між системами р. Дніпра й р. Либеді

Сюди входять такі райони: 1) вододіл, що лежить на північний захід від Лук'янівки, між Сирецькою балкою, Бабиним яром і верхів'ям долини р. Либеді, 2) район Звіринця (до залізниці на півдні).

Район Звіринця описано вище, коли подавалося характеристику лівих схилів долішньої частини долини р. Либеді та корінного берега Дніпра. Тут ми подаємо опис першого району.

Перед цим треба згадати, що плато Правобережжя Дніпра в нашому районі поділяється між двома краєвидами — північним зандровим і південним лесовим. Перший краєвид характеризується пісковим укриттям, другий — лесовим. Виділений нами перший район вододолу лежить в зандровому краєвиді, другий у лесовому.

Піскове вкриття зандрового плато має зглажений характер рельєфу. Рівнинність рельєфу порушується тупими, складеними з піску горбами та неглибокими розложистими балками. Одначе, по балках зандрового району досить розвинена ярова діяльність, як це бачимо на прикладі ярів Сирецького, Бабиного. Але це явище треба ставити в зв'язок з тим, що наш район лежить на межі з лесовим, де саме на межі найбільше позначаються і давні, і сучасні розмиви (певне скупчення атмосферних опадів в тих зниженнях, що природно існують на межі зандрів і лесів).

Про межу лесів і зандрів та її характер подамо окрему розвідку.

Верхів'я Бабиного яру проходить у зандровій смузі і лише правий його бік у середній частині й до устя впирається в лесовий район. Аналогічну картину спостерігаємо й при усті Сирецького яру. Тут також правий бік устя межує з лесовим острівцем.

Між Бабиним та Сирецьким яром на високому плато над дорогою на Петрівку (Куренівку), з лівого боку від дороги подибуємо безладно розкопаний кар'єр площею 70 × 120 м, де залягають четвертинні піски. На поверхні розкопаних пісків є скупчення наметнів кристалічних порід різного розміру, від 1 см до 15 см діаметром, а зрідка й більш — до 37 × 60 см (відсл. 10). Пісок середньозернястий, нерівнозернястий, з незначною домішкою пилуватих

часток; кварцові зерна чисті, прозорі, зрідка забарвлені залізястими солями, є домішка зерен польовику та темних мінералів. Серед піску трапляються рідкі дрібні наметнячки кристалічних порід пересічно розміром $0,5 \times 1$ см: піски верстовані, верстуватість угорі похила (діагональна), внизу горизонтальна.

Велику кількість скупчених тут наметнів треба пояснити тим, що в даному місці вони залишилися в наслідок розмиву морени. Глинястий матеріал морени вимитий, а пісок з наметнями залишився на місці.

На схилі високого плато до Бабиного яру по дорозі з новим прорізом, яка веде від дороги Куренівка — табори в напрямку до Бабиного яру, на середині схилу, з лівого боку вирізу подибуємо четвертинні піски, подібні до тих, що у відслоненні 10, але без наметнів (відсл. 14). Аналогічні піски є й трохи вище по схилу біля дороги Куренівка — табори (відсл. 13).

По дорозі з Лук'янівки на Святошино, з лівого боку дороги натрапляємо на кар'єр (відсл. 5), де використовують четвертинні піски, дрібно й середньозернисті, нерівнозернисті, чисті, перемиті, з розміром зерен до 2 мм і домішкою зерен до 3 мм. Піски верстовані, в горизонті є проверстки 10 см завглубшки більш глинястого піску. Зрідка серед піску трапляються дрібні наметнячки, розміром 0,5—1 см з граніту, рожевого польовику й кварцу. Кар'єр завдовжки до 80 м, завглибшки до 3 м.

Від дороги Лук'янівка-Святошино на південь плато має помітний схил до долини р. Либеді. На цьому схилі починається ліве відгалуження долини р. Либеді у вигляді неглибокого ярка, який тягнеться в бік Зоологічного саду й Пушкінського парку. На схилі, на північ від заводу „Більшовик“ проти кінофабрики понад дорогою від „Більшовика“ на Лук'янівку, знаходимо безладно розкопаний широкий кар'єр різної глибини (відсл. 7). Тут у горішній частині перетину, в північній частині кар'єру, серед грубого піску є чимало наметнів кристалічних порід, діаметром від 5 см до 10 см, що свідчить про розмиви морени. Даний пісок можна використовувати як багастий матеріал. В південній частині кар'єру залягають дрібні нерівнозернисті піски з похилими за рельєфом залізястими цементованими просмушками завглубшки 5—10 см; кількість їх донизу зменшується — грубина їх униз до 1 см; піски відкрито на глибину до 2,5 м.

На підвищених місцях біля Лук'янівки подибуємо морену, яку вкриває супіскуватий суглинок грубиною до 0,75 м (відсл. 8).

По дорозі з Жовтнівки на Святошино проти х. Грушок, з лівого боку дороги, у відслоненні під сучасним ґрунтом залягають четвертинні піски з великою кількістю наметнів, від найдрібніших до 15×20 см. Наметні подекуди розташовані горизонтальною верствою, яка переходить у тому ж напрямку в наметневий суглинок, що залягає лінзами. Останнє показує на те, що наметні згруджені в наслідок розмиву морени. Грубина наметневого піску до 1 м, нижче пісок дрібний, без наметнів, грубина його відслонена до 3 м (відсл. 106).

Четвертинні піски подибуємо у відсл. 96 в місці прорізаної дороги, яка веде від Караваєвих дач до Святошинської трамвайної колії через радгосп на вул. 4 Дачній.

До розділу вододільного плато згаданих річкових систем окремо додаємо плато з інших вододільних районів, що не входять до даних систем. Це будуть ділянки з двох районів. Один район лежить на північ від Сирецької балки в смузі зандрового краєвиду, другий — на правому боці долини р. Либеді в лесовій смузі між Батієвою горою та Сталінською балкою.

Зандровий район, що міститься між Лук'янівкою й х. Грушки (в напрямку від Святошино), не доходить до долини р. Дніпра, а обмежується від північного боку лесовим островом, що лежить між верхів'ями Глибочицького й Кирилівського ярів та Дніпром. У відміну від цього острова зандровий район, який лежить на північ від Сирецької балки, безпосередньо межує з долиною Дніпра і

тягнеться на захід далеко за межі району дослідження. В цьому районі подибуємо суцільну піскову поволоку, досить вирівняну й зглажену з поверхні. Оголені від рослинності піски місцями скупчилися в купи. В масі пісків трапляються наметячки до 1 см діаметром, які в розвіяних місцях густо вкривають поверхню. Пісок у сухому стані ясно-сірий, дрібно- й середньозернистий з окремими кварцовими зернами більшого розміру й рідкими темними мінералами. В депресіях між купами іноді не глибоко залягає грунтова вода, на глибині до 1 м (за даними колодязів), а стовп води в колодязі 0,50 м. Для країни плато в районі Приорки вище ми відзначили „вітрові поля“.

Під поверхневими пісками знаходимо (відсл. 60) виходи червоно-бурої морени, що підстелюється флювіогляціальними пісками; під останніми залягає лесуватий суглинок, дрібноплиткуватий у наслідок перевідкладання водами ріського зледеніння.

4. Тerasи р. Дніпра

Правобережжя. На правобережжі відрізняємо дві тераси р. Дніпра—піскову (борову) й лукову. Борову терасу простежується на межі з плато, починаючи від Петрівки (Куренівки) й далі на північ за район Приорки. В цьому напрямку борова тераса тягнеться до Вишгорода. Проти устя Сирецької балки борова тераса знижена в наслідок розмивів. У південному напрямку від Петрівки вона виклинюється, змінюється в лукову, яка безпосередньо межує з плато (між Петрівкою та Подолом). Поділ лежить на терасі, відповідній боровій, що значно розмита поблизу Дніпра. Борова тераса має досить виразний приступок до лукової тераси, і в районі Приорки висота його доходить до 7,50 м.

Борова тераса, як відомо, складається з давніх четвертинних пісків, що виступають у невеликих кар'єрах північної країни Приорки над дорогою з Приорки на Вишгород, поблизу МТС.

Ці кар'єри містяться в піскових підвищеннях (відсл. 61, 62). На цих підвищеннях, добре виявлених у рельєфі тераси, нав'яні піски вкривають собою сучасний ґрунт. Під ґрунтом піски середньозернисті, нерівні, рідко з грубими зернами. Кар'єри не глибокі, до 1,50 м.

В південній частині Петрівки на Кирилівській вул. проти Металскладу Облснабу подибуємо кар'єр, з якого вибирають пісок. Це підвищення вкрите зверху делювіальним матеріалом, нанесеним з схилів суміжного плато. Пісок почасти верстцований, у ньому вгорі суглинко-супіскові проверстки до 10—20 см завгубшки. Пісок загальним складом подібний до описаного у відслоненнях 61, 62.

Лівобережжя. Лівобережжя характеризується широко розвинутою пісковою (боровою) терасою. Ширину цієї тераси простежується від Слобідки Микільської до м. Броварі, а довжину від Бортничів на півдні й далі на північ за межі нашого досліджуваного району. Ця тераса являє собою величезні зложища четвертинних пісків, що чекають дослідження й використання. Вся поверхня тераси зібрана в окремі горби, переважно в дюни, то подовжні, то поперечні (визначення за напрямками вітрів, що надають дюнам певних форм). Такі дюнні зложища частково використовує залізниця біля Слобідки Микільської й Дарниці.

Так біля першої, по дорозі на Броварі, знаходимо кар'єр, до якого проведено залізницю, і пісок використовують як баласт. Пісок ясносірий, дрібний, з переходом у середньозернистий, складається з кварцових зерен різного розміру; зерна закруглені й видовжені, але останні з досить тупими кутами. Донизу вони мають менше підуватих часток. Трохи чистіші. Кар'єром піски відслонені на грубину до 6 м (відсл. 101).

В дюнах можна спостерігати два горизонти сучасних ґрунтів, укритих нав'яними пісками. Грубина ґрунтів до 30 см кожний (відсл. 102).

Аналогічні піски трапляються на терасі в кар'єрах біля Дарниці (відсл. 103, 104).

В межах лукової тераси піски мають різний характер — від дрібнозернястого біля трамвайного мосту (відсл. 100) до грубозернястих на Трухановому острові (відсл. 105),

II. Четвертинні піски

Четвертинні піски за умовами залягання можна розподілити на дві групи: 1) піски поверхневі, які вкривають поверхню плато зандрового району і по балках та ярах заходять на терен лесового району, вкривають борову терасу Дніпра, а також трапляються на луковій терасі; 2) піски лесової серії, тобто ті, що залягають між лесовими породами і виступають у відслоненнях. Останні на пологістих схилах у наслідок розмивів горішніх порід виступають на денну поверхню. Від умов залягання названих груп пісків залежить їх характер і можливість використання. Крім того, четвертинні піски можна розподілити за елементами рельєфу: піски плато, терас, балок і ярів. Ми будемо додержувати першого розподілу, зазначаючи разом з тим умови рельєфу.

Поверхневі четвертинні піски. Ця група пісків трапляється на плато, на терасах, в балках, ярах. Головний район їх поширення — це зандрове плато й л вобережжя боров тераса Дніпра.

Зандрове плато займає північно-західну частину дослідженої нами території (див. карту). Це будуть райони: 1) на північ від Сирецької балки — околиці Приорки (відсл. 58, 49, мал. 1); 2) між Сирецькою балкою, Лук'янівкою й верхів'ям долини р. Либеді (відсл. 10, 13, 14, 5, 7, 96, 106). Поверхневі четвертинні піски знаходимо також у системі балок-ярів долини р. Либеді, які перетинають зандрове плато. Так з правого боку долини р. Либеді маємо такі відслонення: 2, 66, 67, 68, 69, 70, 71, 72, 81, 86; з лівого боку долини р. Либеді — 6, 95, 98. В районі терас Дніпра маємо такі відслонення: на правобережній боровій терасі в околицях Приорки — 61, 62, 64, на лівобережній боровій терасі біля Слобідки Микільської — 101, 102, біля Дарниці — 103, 104, на луковій терасі 100, 105.

Поверхневі четвертинні піски в загальних рисах характеризуються такими ознаками: вони сіро-жовтуваті, а в сухому стані ясносірі, на терені лукової тераси майже білуваті; складаються вони переважно з кварцових зерен, серед яких трапляються зерна польовику, темних мінералів, зрідка мусковит (про мінералогічний склад пісків див. нижче в розділі „Петрографічна характеристика пісків“); за розміром кварцових зерен ми характеризуємо піски як дрібно- чи середньозернясті з зернами дрібними й середніми, або зазначаємо, які з них переважають; треба сказати, що розміром зерен четвертинні піски в масі не однорідні; вони нерівнозернясті, а, крім того, серед нерівнозернястої маси трапляються окремі зерна більшого розміру — 2—3 мм. Як домішка до зернястої фракції в пісках часто з'являються пилюваті частки в різній кількості, від чого пісок при звогченні може збиватися в грудки (відсл. 71).

Найоднорідніші піски подибуємо в нормальних умовах залягання. Ця однорідність зберігається і в горизонтальному, і в вертикальному напрямках, причому в останньому звичайно в доступних нам для спостережень межах, тобто на декілька метрів з поверхні. Це можна сказати про піски зандрового плато в частині на північ від Сирецької балки та на вододілі систем Дніпра й Либеді, що лежать між Сирецькою балкою, Лук'янівкою та верхів'ям Либеді.

Пісок усього зандрового району містить у собі дрібні кристалічні наметнячки, значно закруглені, з граніту, рожевого польовику й рогової світи. Ці наметнячки іноді досить густо вкривають поверхню розвіяних пісків, як ми згадували вище, описуючи район Приорки. В місцях розмиву морени

в пісках натрапляємо на велику кількість дрібних і грубних наметнів (відсл. 10, 106). Пісок зандрового плато сірий у сухому стані і з жовтавим відтінком у зволоженому, дрібно- й середньозернистий з окремими кварцовими зернами більшого розміру — 2—3 мм діаметром і зрідка темних мінералів. На схилах зандрового плато пісок середньозернистий, добре обкатаний; серед кварцових зерен трапляються видовжені, але з тупими кутами. Збільшення зернистості на схилах треба поставити в зв'язок з тим, що атмосферні води вимивають дрібніший матеріал піску і зносять його в нижчі місця рельєфу, а також проминають пилюватий матеріал глибше від поверхні. Тому й маємо там пісок чистіший та грубіший (відсл. 59).

Пісок борової тераси Дніпра на Правобережжі характеризується як дрібнозернистий угорі і середньозернистий донизу (відсл. 61) або середньозернистий взагалі (відсл. 62). У першому відслоненні горішня частина складена з дрібнішого піску саме тому, що цей пісок навіяний на поверхню сучасного ґрунту, під яким уже залягає пісок грубіший.

Аналогічну картину в складі пісків можна відзначити й для лівобережної борової тераси Дніпра, саме для районів Дарниці й Слобідки Микільської. Тут пісок значно перевіяний, зібраний у купи, дюни. Тому горішня частина складається з пісків більш дрібнозернистих (відсл. 101, 102), дрібно- й середньозернистих (відсл. 103, 104), з домішкою пилюватого матеріалу. Такий склад пісків можна простежити на значному просторі борової тераси. У напрямку вертикальному піски донизу стають грубіші і мають менше пилюватих часток.

Зовсім іншого характеру набувають піски в умовах схилів плато, балок, у ярах, як це спостерігається на системі р. Либеді. Тут піски визначаються різним і мехскладом, і розміром зерен. Вони тут характеризуються верствуватістю, розподіляються в профілі на верстви то з дрібними зернами, то з більшими, але і та, і та верства своїм складом різнозерниста. Крім того, в піскової масі можна здібати глинясті просмужки, теж піскуваті, але які складаються переважно з дрібнішого піску з домішкою пилюватих часток. Сама верствуватість часто міняється на перетині і грубіші верстви спостерігаємо внизу, а догори вони тоншають і верствуватість загасає, виявляючись почасти вже захованою плиткуватістю (відсл. 69).

Доводиться часом спостерігати таку верствуватість, що донизу профілю зникає (відсл. 36). Це характерне для схилів: перевідкладання зазнала лише горішня частина поверху, а тому долішня частина однорідніша. Умови залягання пісків на схилах Сталінської балки цілком пояснюють верствуватість пісків відслонення 86.

Горішня частина пісків і на схилах, і на рівних місцях під впливом ґрунтоутворюючих процесів має в собі буро-іржаві смуги, почасти зцементовані залізястими сполуками (відсл. 66).

У випадках верствування пісків з суглинками останні виділяються на профілі перетину своїми виступами (відсл. 2).

Грубину поверхневих четвертинних пісків ми подаємо таку, на яку порода виступає у відслоненні. Звичайно вона не повна. В межах відслонень, наприклад, у долині р. Либеді, найбільша грубина пісків становить 11 м (відсл. 81), 10 м (відсл. 91), 8,50 м (відсл. 71), на вододільному плато виявлено грубину до 3,20 м (відсл. 10), а на терасі боровій — 4,70 м (відсл. 103). В більшості відслонень четвертинні піски оголені пересічно на 2—4 м.

Четвертинні піски міжлесової серії. Цю групу пісків ми знаходили в небагатьох відслоненнях. Зареєстровані нами відслонення містяться на окраїні плато в корінному березі Дніпра та по схилах балок і ярів, що виходять до долини Дніпра. Родовища міжлесових пісків досить незначні і тому промислового значення як формувальні піски вони не мають. Так у відслоненні 9 (мал. 10) знаходимо під горішнім поверхом лесу два гори-

зонти піску, поділених горизонтом лесу. Грубина тих пісків 0,55 м і 1 м (відслонені), а грубина лесу, що поділяє їх, 1,15 м. Пісок сіро-жовтий, дрібнозернистий, верстований мехскладом, слабо бурить з НСІ.

В Бабиному ярі (відсл. 19) під лесуватим суглинком, завгрубшки 3 м, і під ним верстованим суглинком, 2,50 м завгрубшки, валгають піски середньозернисті, верстуваті, з дрібними кристалічними наметнячками; грубина пісків до 7 м (відслонені).

Верстовані піски можна також навести з району Глибочиці (відсл. 30), де піски верстувуться суглинком.

На Флорівській горі (відсл. 56), під дрібносупіскуватопилуватим суглинком, вилугованим від карбонатів (типу стьожкових глин) пісок середньозернистий, вохряно-жовтий з дрібними залізястими конкреціями та іржавим забарвленням. Грубина піску 1,80 м; його підстелює горизонт лесуватого суглинку завгрубшки 3,50 м.

Аналізи на механічний склад пісків і опрацювання наслідків їх провадить Інститут машинобудівництва. Ми використаємо тут ту невелику кількість даних, що є в матеріалах Н.-д. геологічного інституту, який обслідував піски восени 1931 р.

| № | Середній пісок | Дрібний пісок | Піскуватий пил | | Мулуватий пил | Мул | Вогкість | Місце |
|---|-----------------|--------------------|------------------------|-------------------------|--------------------------|------------------|----------|------------------------------|
| | 1 фр. 1—0,25 | 2 фр. 0,25—0,05 | 3 фр. 0,05— 0,01 | 4 фр. 0,01— 0,005 | 5 фр. 0,005— 0,007 | 6 фр. < 0,001 | | |
| 1 | 51,0 | 48,87 | — | 0,13 | — | — | 0,24 | Солом'ян. яр від Артшколи |
| 2 | 48,03 | 46,54 | 3,69 | 1,12 | — | 0,65 | 0,29 | Карав. дачі |
| 3 | 52,44 | 46,74 | 0,42 | 0,40 | — | — | — | Звиринець |
| 4 | 29,24 | 70,50 | — | 0,26 | — | — | 0,42 | Слоб. Микія. |
| 5 | 35,80 | 63,65 | 0,40 | 0,15 | — | — | 0,17 | Слоб. Микія. |

Зразки 1, 2, 3 подано з району плато, а 4 й 5 з борової тераси.

Як видно з даних аналізу, пісок і плато, і тераси характеризується абсолютною перевагою перших двох фракцій середнього та дрібного піску. На дрібніші фракції припадає пилу зовсім мало, а деякі фракції й зовсім випали. Середнього та дрібного піску в четвертинних пісках разом маємо від 94,54% до 99,74%. Ці цифри досить виразно свідчать про механічний склад пісків: піски плато й тераси зокрема характеризуються однорідністю, схожістю свого складу в різних пунктів у межах одного елемента рельєфу.

Розглядаючи окремо піски плато й терас, ми звертаємо увагу на неординарне співвідношення в тих і тих перших двох фракцій. В пісках плато ці фракції, з одного боку, розподілені майже рівномірно, а з другого, перша фракція переважає над другою. При такому співвідношенні панівних фракцій ми кваліфікуємо пісок як дрібно-й середньозернистий, тобто в такому піску кількість дрібно-й середньої фракцій майже однакова. Тут треба взяти на увагу ще один момент, не зважений у самому аналізі, а саме те, що фракція середнього піску має в собі пісок, якого зерна більші за 1 мм діаметром. Це ті, рідкі зерна, розміром до 2—3 мм, що в формі домішки трапляються в основній масі піску, про які ми говоримо в наших польових описах і згадуємо в цьому нарисі.

Піски борової тераси характеризуються переважною кількістю дрібного піску, фракцією 0,25—0,05 (70,5%—63,65%). Збільшення цієї фракції відбулося, звичайно, коштом зменшення фракції середнього піску, 1—0,25. При такому співвідношенні панівних фракцій пісок тераси можна залічити до дрібнозернистого й нерівнозернистого. Останнє визначення треба прикласти й до піску плато.

Отже з даних аналізів можна зробити висновок, що піски борової тераси дрібніші за піски плато. Це якраз збігається з тим, що терасові піски більше перевіняні, ніж піски плато, які визначаються більшою однорідністю. В наслідок неодноразового еолового відмулювання дрібніші фракції піску опинилися в горішніх верствах. Донизу і на терасах, і на плато пісок грубішає.

Звичайно наших даних досить замало, щоб робити остаточні висновки. Для цього потрібні масові аналізи. Та хоч наші висновки й попередні, але вони в основному збігаються з даними польового спостереження.

III. Третинні піски

Третинні піски в нашому районі представлені двома поверхами — полтавським і харківським, рахуючи зверху. Обидва поверхи витримані на всій площі дослідження. Заховані під поверхами рябих і бурих глин та під четвертинною серією лесів, суглинків і пісків, їх простежується у відслоненнях і задрового, і лесового краєвидів. Найчастіше подибуємо виходи полтавського; щодо харківського, то цей поверх з'являється там, де в глибокі розмиви, річкові долини (Дніпра, Либеді), балки та глибокі яри (Сирецька балка, Бабин Яр, Кирилівський, тощо). Покрівля, що прикриває названі поверхи, зумовлюється особливостями рельєфу. При глибокому розмиві долини і рівнинної ділянки плато, яка межує з даною долиною, матимемо покрівлю з повної серії вищеуложених стратиграфічних поверхів. Таке явище доводиться спостерігати, як правило, вздовж корінного берега Дніпра. А там, де плато на межі з долинами, балками та ярами має поступові схили, чи де яри прорізали дно балок, матимемо не повну покрівлю, бо частина стратиграфічних поверхів розмита. В особливих умовах розмиву зазнають також і полтавський і харківський поверхи; часто доводиться спостерігати, що горішня частина полтавських пісків перевідкладає. Те саме, але багато рідше, можна бачити й на пісках харківських.

В більшості наших відслонень полтавський і харківський поверхи виступають разом у долині Дніпра й Либеді та в найбільших ярах, як от Бабин, Сирецький, Юрківський, Кирилівський.

Тут таки названі поверхи часто заховані на схилах під грубою товщею делювію.

I. Полтавські піски

В загальних рисах уже зазначено, що головні райони виходів полтавських пісків такі: 1) корінний берег Дніпра та 2) долина річки Либеді. До обсягу районів, як ми вже згадували на початку, ми долучимо також і ту систему балок і ярів, які перетинають країни плато й виходять у ті самі долини.

В районах вододільного плато, теж у наших межах, полтавські піски заховані під товщею молодших порід. Отже нашому оглядові підлягають лише два райони — корінний берег Дніпра та долина ріки Либеді. В корінному березі Дніпра полтавські піски констатовано такими відслоненнями: на Сирці №№ 57, 107, 11, 12, 16; Бабин яр — поруч з № 19; Кирилівський яр 22, 23, на Кирилівській вулиці — 24, 25, 26, 28, 29; Юрківка 46, 47, 48, 49, 50, Глибочиця — 43, 52, 53, 54, 55, 56. Звіринець — 97. У долині ріки Либеді: 4, 3, 1, 74, 75, 76, 77, 79, 82, 83, 87, 89, 90, 91, 92, 94.

За нашими вимірами у відслоненнях, полтавський поверх високо підноситься над долиною Дніпра — на Звіринці 56,80 м (відсл. 97), а в усті Сирецької балки горішня поверхня його залягає над дном балки на висоті до 33 м (відсл. 16).

Абсолютні висоти залягання полтавського поверху, за літературними даними, близько 149,10 м¹. Аналогічну та наближені цифри знаходимо в каталозі свердловин з району Політехнічного інституту². Трохи далі на південь від Голосієва абсолютну висоту полтавського поверху вираховано в 156,70 м*. Наведені цифри свідчать про відносно рівну поверхню полтавського поверху і їх можна брати за орієнтовні при майбутньому використанні тих пісків та при розвідках.

Грубина полтавського поверху, за даними природних відслонень, різна і залежить від умов залягання. За літературними даними вона сягає до 25 м. В окремих наших відслоненнях (46, 55, 56, 97) маємо цифри між 25 та 28 м. Пересічна цифра 25 м, що її можна прийняти за грубину полтавського поверху, характеризує лише ті умови залягання полтавських пісків, коли вони виступають у відслоненнях, які заходять на високе плато. В інших умовах, в умовах схилів, часто маємо значно меншу грубину. Наші відслонення здебільшого містяться на схилах плато і тому тут часто подибуємо грубину полтавського поверху 10—15 м. Зменшення грубини пояснюється змивами. Це особливо спостерігається там, де полтавський поверх безпосередньо вкривається четвертинними породами. Останнє явище часто подибуємо на окраїнах довгих схилів плато.

Полтавський поверх підстелюється харківськими пісками, а вкривається, при нормальних умовах залягання, поверхом рябих глин.

В основному полтавський поверх представлений пісками. Загалом піски білі, білувато-сірі, дрібнозернисті й рівнозернисті. Кварцові зерна кутуваті, почасти видовжені, а в основній масі піску — дрібні зерна каоліну. Каолін часто вкриває поверхню кварцових зерен тоненькою плівкою, особливо в горішній частині поверху.

Піски однорідного зерна залягають не грубими й різними шарами і часто проверстовуються тоненькими прошарками середньозернистого, а в долішній частині поверху також і грубозернистого піску. Такі прошарки на загальному ясному фоні профілю виділяються своїм бруднішим сірим кольором. Іноді ці прошарки залягають лінзами, виклинюються, міняють своє горизонтальне залягання на похиліше, або горизонт стає діагонально верстований.

Тонка верстовуватість пісків досить рельєфно виступає тоді, коли при певних умовах (звітрення, інсоляція) виступають на профілі певною мірою цементовані чи то каоліном, чи то півтораокисами заліза просмужки. В місцях видування в таких випадках матимемо чергування цементованих прошарків, що виступають карнізами, з тими, де пісок вивіяний.

Найбільша цементация пісків каоліном спостерігається в горішніх горизонтах. Полтавський поверх і починається зверху каоліновим пісківцем, що має різний ступінь цементации. Каоліновий пісківець трапляється не скрізь (відсл. 97, 52). Піски інколи так збагачені на каолін, що переходять у каолінову глину (відсл. 11, 90). І пісківець, і глина поступово донизу переходять у дрібнозернистий сипкий пісок.

У долішніх горизонтах полтавських пісків залягає буре вугілля просмужком на 20—40 см (відсл. 97), а подекуди горизонт грубозернистого піску.

Отже полтавський поверх ми поділяємо на два горизонти, що простежуються в більшості наших відслонень: 1) горішній та 2) долішній.

Горішній горизонт характеризується пісками біляво-сірими, дрібно- й середньозернистими, при чому ці піски збагачені на каолін, який вкриває по-

¹ П. А. Тутковский, О некоторых новых колодцах в Киеве, Зап. киев. общ. естеств., т. XVI, 62, 1899.

² Е. А. Личкова, Каталог буровых скважин Украины, В. И. С. О. М. О і У. О. Г. К. Киев, 1930.

* Д. К. Біленько. 3-верстове геологічне зймання Київського арк. 9 р. XXII, 1931. (рукопис).

верхню окремих кварцових зерен та трапляється між ними в формі крупинок. У наслідок цього піски зазначеного поверху мають цементацію різної інтенсивності — вони то в'язкі, липкі, то мають вигляд крихкого пісковика. Треба відзначити, що іноді цементація, яка спостерігається з поверхні відслонення, зникає, якщо зробити глибоку розчистку. Отже цементація з поверхні відслонення почасти зв'язана з явищами випаровування (при висиханні в'язкий пісок стає злитим, твердим).

Зцементований горизонт, тобто в'язкий пісок, має пересічну грубину до 2 м. Грубина крихкого пісковика трохи більша. Цей горизонт здибано в таких відслоненнях:

Корінний берег Дніпра:

| №№ | 107 | 12 | 16 | 25 | 28 | 45 | 49 | 46 | 52 | 54 | 55 | 56 |
|------------------|-----|------|------|------|----|------|----|------|----|----|----|------|
| Грубина в метрах | 1,5 | 2,40 | 1,45 | 3,70 | 2 | 6,16 | 2 | 9,69 | 3 | 4 | 3 | 0,20 |

Долина річки Либеді:

| №№ | 3 | 75 | 77 | 83 | 90 | 91 |
|------------------|------|----|----|----|----|----|
| Грубина в метрах | 3,32 | 2 | 2 | 2 | 7 | 4 |

Другий варіант горішнього горизонту полтавського поверху є глинястий каоліновий горизонт, завгрубки від 20 см до 0,50 м і рідко 2 м (відсл. 74 на Бативевій горі). Цей горизонт знаходимо досить рідко і залягає він на окраїнах долішніх схилів. Докладніше про нього говоримо нижче в розділі „Глини й суглинки“.

Корінний берег Дніпра:

| №№ | 11 | 52 |
|------------------|----|----|
| Грубина в метрах | 1 | 2 |

Долина річки Либеді:

| №№ | 72 | 90 |
|------------------|----|------|
| Грубина в метрах | 2 | 0,25 |

Долішній горизонт полтавського поверху складається з білого дрібнозернистого піску, чистого кварцового, з невеликою домішкою крупинок каоліну. Цей горизонт часто верштований, має дрібні проверстки грубішого піску. Основна маса піску залишається дрібнозерниста.

Виходи цього горизонту здибано в тих таки наведених відслоненнях з такою грубиною:

Корінний берег Дніпра:

| №№ | 107 | 16 | 28 | 45 | 49 | 46 | 52 | 54 | 55 | 56 |
|------------------|-----|----|-----|----|----|-------|----|----|----|----|
| Грубина в метрах | 13 | 13 | 5,7 | 8 | 13 | 18,70 | 3 | 4 | 3 | 27 |

Долина ріки Либеді:

| №№ | 75 | 77 | 83 | 89 | 90 | 91 |
|------------------|----|----|-------|----|----|-----|
| Грубина в метрах | 7 | 18 | 14,60 | 5 | 1 | 3,5 |

В решті наших відслонень ми не робили розчленування, а подавали загальний опис. Список відслонень (загальний) наведено вище та в таблицях.

Для характеристики механічного складу полтавських пісків наведено дані, що є в розпорядженні партії Інституту. Вони хоч і не стосуються безпосередньо до наших відслонень, але дають загальне уявлення про склад пісків нашого району дослідження.

| № № | М і с ц е | Середній пісок | Дрібний пісок | Піскуватий пил | | Мулуватий пил | Мул | Вологість |
|-----|------------------|-----------------|--------------------|--------------------|-------------------------|--------------------------|------------------|-----------|
| | | 1 фр. 1—0,25 | 2 фр. 0,25—0,05 | 3 фр. 0,05—0,01 | 4 фр. 0,01— 0,005 | 5 фр. 0,005— 0,001 | 6 фр. < 0,001 | |
| 1 | Н. Юрківка . . . | 0,54 | 63,60 | 0,42 | 19,23 | 7,43 | 2,78 | 0,18 |
| 2 | Н. Юрківка . . . | 6,25 | 79,44 | 0,81 | 9,14 | 2,43 | 1,93 | 0,25 |
| 3 | Звіринець . . . | 11,63 | 71,42 | — | 6,76 | 3,22 | 6,97 | 1,16 |
| 4 | Чор. гора . . . | 55,23 | 43,75 | 0,07 | 0,66 | — | 0,29 | 0,09 |
| 5 | " " . . . | 44,00 | 55,43 | — | 0,46 | 0,07 | 0,04 | 0,13 |
| 6 | " " . . . | 42,42 | 39,65 | — | 6,17 | 1,70 | 10,06 | 0,92 |
| 7 | Батива гора . . | 0,15 | 96,17 | — | 2,25 | 0,35 | 1,08 | 0,15 |

Дані механічного аналізу цілком зв'язуються з тим розчленованням, яке ми маємо для полтавського поверху. Ми виділили два поверхи — горішній, зцементованого піску, і долішній — розсипчастого. Зразки 4, 5, 6 нашої таблиці належать до горішнього горизонту, а зразки 1, 2, 3, 7 до долішнього.

Розглядаючи дані горішнього горизонту, ми звертаємо увагу на те, що кількість першої і другої фракції загалом майже рівна і в загальній сумі вони становлять основну масу пісків. Решта фракцій займають зовсім другорядне місце. Отже піски такого складу можна назвати дрібно- й середньозернистими. Значну кількість першої фракції пояснюється на нашу думку, наявністю каоліну, який тонкою плівкою вкриває поверхню кварцових зерен і від цього останні збільшують свій розмір. А в тих випадках, коли цей каолін легко відпадає від зерен, він дає фракцію мулу — це й маємо на прикладі зразка 6, а коштом цього зменшується кількість грубших та збільшується кількість дрібніших фракцій (четверта фракція зразка 6).

Варіант розсипчастого піску (долішній горизонт полтавського поверху) характеризуємо даними аналізів зразків 1, 2, 3, 7. За цими даними, розсипчастий пісок можна знову таки поділити на два варіанти. Пісок зразка 7 значно однорідніший ніж перших трьох зразків і разом з тим пісніший (зовсім мало дрібних фракцій). Супротивно до цього перші три зразки мають чималій відсоток цементувальних речовин, піскуватого та мулуватого пилу, а разом з тим і домішку середнього піску. Пісок зразка 7 будемо звати дрібнозернистим, а перших трьох — дрібнозернистим з домішкою середніх зерен.

Отже за механічним складом пісок полтавського поверху можна поділити на такі варіанти:

- 1) Пісок зцементований, дрібно- й середньозернистий.
- 2) Пісок пісний дрібнозернистий, однорідний.
- 3) Пісок проміжний між першими двома — дрібний, рівнозернистий, з домішкою середнього піску та пилу.

Хімічний склад полтавських пісків ілюструємо даними огульного аналізу (з матеріалів інститутської партії).

| № № | М і с ц е | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | Fe ₂ O | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | Втрата при прожар. |
|-----|--------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------|------|-----|------------------|-------------------|--------------------|
| 1 | Андріїв. узвіз | 91,68 | 4,88 | 0,25 | 0,11 | 0,50 | — | 0,24 | 0,10 | 2,47 |
| 2 | Батива гора | 94,81 | 3,34 | 0,10 | 0,06 | 0,40 | — | 0,25 | 0,13 | 1,60 |

Зразок № 1 узято з відслонення на Андріївському взвозі, праворуч від вулиці, коли спускатися вниз проти електричної будки (проти буд. № 22), на NW схилі останця плато. Тут маємо такі породи, рахуючи зверху:

1. Лесуватий суглинок 3,50 м
2. Жовтаво-сіра вгорі на глибину 1,50 м і сіра внизу ряба глина 2,50 м
3. Полтавський поверх:
 - а) Ясносірий, середньозернястий, зцементований, збагачений на каолін пісок 5,45 м
 - б) Верстований пісок, середньозернястий, крихкий 2,10 м
 - в) Білий з жовтуватими просмужками пісок, дрібнозернястий з рідкими темними зернами рогової світні. До осипу 0,50 м

Зразок для аналізу взято з горизонту „а“.

Зразок № 2 нашої таблиці взято в урвищі Батиевої гори, що виступає проти Нововоказальної вулиці (проти буд. № 13). Тут полтавський пісок грубою товщею в 15 м відслонюється над долиною р. Либеді. Зразок для аналізу взято з глибини 5,50 м, рахуючи від поверхні горизонту.

Дані аналізу першого зразка характеризують пісок зцементований, яким є горішній горизонт полтавського поверху, і простежується в багатьох відслоненнях району дослідження.

Другий зразок ілюструє хімічний склад типових полтавських пісків, білих, дрібнозернястих, які є долішній горизонт полтавського поверху і теж простежуються в районі дослідження.

Отже даними аналізів ми характеризуємо основні два горизонти, на які поділяється полтавський поверх у багатьох наших відслоненнях.

Головні складові частини, як видно з таблиці, є SiO_2 та Al_2O_3 . Решта окисів займає другорядне місце. З порівняння даних звертаємо увагу на те, що зцементований пісок (горішній горизонт) має більше Al_2O_3 , ніж пісок розсипчастий, а, з другого боку, менше SiO_2 . Ці дані цілком зв'язуються з природою самих пісків двох гатунків — зцементованого й розсипчастого. Крім того, горішній пісок має більше залізястих сполук, чим і пояснюється його темніше (сіріше й жовтаве) забарвлення проти білого кольору долішніх типових пісків. Більшу кількість залізястих сполук горішнього горизонту можна пояснити умовами залягання, а саме тим, що над полтавським поверхом залягають рябі глини, збагачені на залізясті сполуки — останні мають можливість попадати в горішні частини полтавського поверху. Сюди також крім того, що є в самому горизонті, просочуються з горішніх горизонтів і органічні сполуки, яких більше в горизонті горішньому ніж у долішньому (див. утрату від прожарювання).

2. Харківські піски

Харківські зеленкуваті піски подибуємо в двох районах — у корінному березі Дніпра та в долішній частині долини р. Либеді. В цих районах піски виступають у таких зареєстрованих нами відслоненнях:

Корінний беріг Дніпра (маємо на увазі також і всю систему балок і ярів, що виходять у долину Дніпра, перетинаючи корінний берег): район Сирця — 107, 12, 16, 15, Бабин яр біля відсл. 19, Кирилівський яр 23, Кирилівська вул. — 28, 29, Юрківка — 46, 49, 50, Звіринець — 97.

Долина ріки Либеді — 80, 89, 92.

Харківський поверх своєю поверхнею підноситься над рівнем Дніпра за вимірами в районі Саду 1-го травня на 39 м, на Звіринці (відсл. 97) — 33 30 м. Наближені до цих цифр маємо дані з інших відслонень Корінного берега Дніпра. В районі долини р. Либеді зазначений поверх в відсл. 80 виступає над рівнем залізничної колії на 4,6 м, будучи найнижчим горизонтом відслонення. Нижче по долині в районі Сталінки біля цегельні кол. Суботіна вже виступає в самому дні долини Либеді київський мергель, і харківський поверх підноситься над цією долиною всією своєю товщею.

Абсолютні висоти залягання горішньої поверхні харківського поверху по дамо з даних літератури.

Проф. В. М. Чирвінський¹ подає для Києва цифру 112,89 м (53 саж.), акад. П. А. Тутковський² — 123,54 м (58 саж.). За даними каталога свердловин³ абсолютну висоту горішньої поверхні харківського поверху вираховується (свердловина Політехнічного інституту) в 123,69 м, а за даними свердловини в садибі Артшколи на Солом'янці — 115,91 м. Зазначені цифри можуть бути за орієнтовні при розвідках на харківські піски.

Грубина харківського поверху за нашими вимірами варіює в межах від 3 м до 13 м. За даними проф. Чирвінського, грубина в Києві сягає 12,84 м. На окраїні плато в умовах еродованого рельєфу дані відслонень лише наближаються до справжньої грубини поверху. Звичайно нормальніша грубина буде в районах високого плато й далі від схилів. В таких умовах можна рахувати свердловину в садибі Артшколи на Солом'янці. Тут грубина харківського поверху становить 14,02 м.

Харківський поверх представлений переважно дрібнозернистими пісками. де трапляються проверстки піску середньозернистого, і рідше середньозернистими. Колір їх в основному зеленкуватий, що зумовляється домішкою до основної маси кварцових зерен — зерен глауконітових, а інтенсивність зеленкуватого забарвлення залежить від кількості останніх. Пісок розсипчастий, сіро-зеленкуватий з жовтавими відтінками. На загальному сіро-зеленкуватому фоні трапляються яносірі, вохряно-жовті, білуваті плями, через що піски мають загальний зеленкувато-рябий колір.

В товщі пісків трапляються глинясті прошарки, то в долішніх верствах піску, то в горішніх, а часом тоненькі вохряні крихкі прошарки більш зцементованого піску, що іноді утворюють невеликі карнізи, які щоразу завалюються над такими прошарками. Піски бувають темнозеленкуватого відтінку в наслідок збогнення. Крім дрібних, у пісках трапляються грубіші глинясті прошарки, до 1,50 — 2 м завгрушки, темнішого зеленкуватого відтінку. Таких грубих проверстків подекуди нараховується декілька, але вони трапляються не в кожному відслоненні. Зокрема відслонення 46 на Юрківці дає вгорі розсипчасті піски, завгрушки 5,50 м, і внизу глинясті — 4,14 м. Горішній горизонт використовують як формувальний матеріал, а долішній — як домішку до нижче уложеного мергелю для виготовлення цегли (на цегельні № 1 Кар'єроуправи Комунальділу). Аналогічний розподіл харківського поверху подібуємо й у відслоненні 97 на Звіринці. Тут горішній горизонт дрібнозернистого піску має грубину 8 м, а долішній глинястий — 2 м.

Отже в харківському поверсі можна розпізнати піски двох гатунків — розсипчасті й глинясті, при чому ці горизонти поширені не однаково і зокрема глинястий трапляється не скрізь.

Нижче подаємо список відслонень першого й другого варіантів піску.

Район корінного берега Дніпра: розсипчастий пісок — 107, 12, 16, 46, 97, глинястий — 107, 23, 27, 29, 45, 50, 46, 97.

Район долини р. Либеді: розсипчастий — 80, 87, 89, 99, глинястий 89.

Харківський поверх підстелюється київським наглинком, у який він переходить досить повільно, а вкривається пісками полтавського поверху. Через умови залягання окреме використання харківських пісків натрапляє на перешкоди у вигляді досить грубої покрівлі. Лише в умовах схилів, при чому довгих і розмитих, харківські піски можуть мати негрубу покрівлю, а то й невеликими площами виходити на поверхню (відсл. 97, 50, 15, 92, 80, 23), де вони стають приступніші для експлуатації.

¹ В. Н. Чирвинский, Химический состав колонны осадочных пород г. Киев, Зап. Киев. общ. естеств., т. XXVI, 1917.

² П. А. Тутковский, О некоторых новых колодцах в Киеве, Зап. Киев. общ. естеств., т. XVI, в. 2, 1899.

³ О. Л. Лічко в а, Каталог свердловин України, В.І.С.О.М.О. й У.О.Г.К., Київ, 1930.

IV. Глини й суглинки, четвертинні та третинні

Четвертинні й третинні піски (полтавські, харківські) залягають у багатьох відслоненнях разом з іншими породами, глинами, суглинками. Досліджуючи перші, ми подавали опис усього комплексу порід даного відслонення. Нижче перелічимо всі ті породи, відомості про які ми збирали в процесі роботи. Це будуть такі породи: 1) лес і лесуваті суглинки, супіски, 2) морена, 3) бура глина, 4) ряба глина, 5) каолінова глина, 6) київський мергель.

Лес і лесуваті суглинки, супіски. Правобережжя нашої території дослідження поділяється на два райони, що належать до різних крайовидів — лесового й зандрового. Лесовий район займає південно-східну частину названої території, зандровий — північно-західну. Перший район укритий лесовими породами, другий пісками (четвертинними). Межа між цими районами має такий напрямок: починаючи від Голосієва вона проходить по Сталінській балці, праві схили її вкриті лесом, ліві — пісками; далі межа проходить по Совській балці до верхів'я біля с. Олександрівки. Звідділя — до Костопальні на Солом'янці, саме до верхів'я лівого відгалуження балки, що виходить на Мокру вулицю. Між Совською балкою та Солом'янською міститься лесовий острів з Батієвою горою, обмежений із сходу долиною р. Либеді. Далі межа проходить долиною Либеді, саме лівим її відгалуженням (вул. Дмитрівською) до верхів'я Глибочицької балки (на Лук'янівці). Від останньої межа проходить через верхів'я Кирилівського яру на середню частину Бабиного яру. Нарешті, Бабиним яром вона закінчується (при виході останнього). Отже праворуч від зазначеного напрямку межі лежить район лесовий, ліворуч — пісковий (зандровий).

Лес укриває плато, його схили, але в умовах еродованого нашого району він на схилах часто відмінний і характеризується верстуватістю. Останнє зв'язане з розмивами і зокрема в делювіальними процесами. Треба відзначити, що долішні схили наших балок і ярів здебільшого складаються з відмінних лесів, які ми звемо лесуватими суглинками. Останні поширені на межі між лесовим та зандровим краєвидами. Ці суглинки можуть привернути до себе увагу як сировина на клінкер, яка потребує дослідження в переходовій зоні між названими краєвидами.

Лес характеризується як суглинок, легко-суглинястий, суглинясто-супіскуватий і супіскуватий, шпаристий, з негустими карбонатними трубочками по шпарах, сіро-половий. В умовах схилу типовий лес підстелюється верстуватим лесуватим суглинком чи переверствовується пісками (четвертинними, відсл. 9).

Тут ми спеціально не вивчаємо й не розчленовуємо лесову серію, а тому наводимо лише список відслонень, де трапляються лес та його аналоги, суглинки, супіски. Це будуть: район корінного берега Дніпра — 107, 11, 12, 16, 19, 18, 9, 21, 23, 29, 42, 43, 44, 52, 56; район долини р. Либеді — 72, 73, 76, 80, 83, 87, 89, 98.

Типовий лес у наших відслоненнях має глибину 2,5—3,0 м, а верстуватий суглинок під лесом — різну глибину, найбільші цифри 10 м (відсл. 87), 16 м (відсл. 44), 20 м (відсл. 89). Однак здебільшого лесуваті суглинки відслонені на значно меншу глибину (3 м пересічно).

Серед лесової товщі залягає морена, що являє собою суглинок нерівного механічного складу з розкиданими в ньому наметнями кристалічних порід. Її знову таки підстелює лесуватий суглинок, який треба випробувати на виготовлення з нього клінкеру.

Супіски, що трапляються в лесовій серії, характеризуються помітною глинястістю.

Бурі глини. Бурі глини лежать в основі порід четвертинної серії, будучи поширеним поверхом на території нашого дослідження. Підстелюють їх рябі глини, в які вони й переходять досить повільно. Бурі глини на колір ясноворудуваті, темнобуруваті в жовтавім і зеленавім відтінком. В окремих

місцях бурі глини не мають суцільного забарвлення, а плямисті, тоді їх трудно відрізнити від нижче уложених рябих глин. Бурі глини у вогкому стані масткі, в сухому досить тверді, розпадаються на гострореберні витягнуті призматичні окремісті. В масі породи трапляється густа манганова пунктація та мергелясті конкреції.

Бурі глини зареєстровано в таких відслоненнях: корінний берег Дніпра — 107, 16, 21, 23, 29, 45, 52, 56; в долині р. Либеді — 70, 73, 78, 83, 90, 94, 108. Грубина їх відслонена до 5 м, а здебільшого до 3 м. На схилах вони часто перевідкладені. Типові бурі глини залягають на більших висотах плато і там вони грубіші. За літературними даними, ¹грубина бурих глин у районі доходить 8—9 м.

Характерний показчик механічного складу бурої глини є значна кількість фізичної глини (частки менші за 0,01 мм діам.), що становить до 66% ²та чималий відсоток піскуватого пилу (0,05—0,005) — мулуватого (0,005—0,001), відповідно до 65% і 9%. Разом з тим у складі бурої глини немає середнього піску (1—0,25). Порівняльно до лесу в складі бурої глини переважають дрібніші частки й розподіл їх рівномірний.

Бурі глини іноді можна використати для цементного виробництва.

Рябі глини. Рябі глини знайдено в таких відслоненнях: корінний берег Дніпра — 16, 26, 27, 97; долина р. Либеді — 74, 75, 76, 80, 83. Вони залягають на полтавському поверсі і вкриті бурими глинами, являючи собою горішній член третинної системи.

З горизонтом бурих і рябих глин зв'язаний горизонт ґрунтових вод і цим пояснюється так широко розвинені на окраїнах плато явища осувів. Найрельєфніші осуви виявлено над Дніпром у корінному березі та в ярних і балкових системах. У Києві в наслідок осувних явищ утворилася вузенька тераска сповзання, що лежить на твердій основі—цементованих пісках полтавського поверху. Цю тераску можна спостерігати в корінному березі Дніпра проти Саду 1-го травня. Явище сповзання горішніх мас порід на зволоженій постелі бурих і рябих глин можна також спостерігати на Батиевій горі в районі залягання каолінової глини. В наслідок сповзання тут можна бачити пошкоджені будинки, дерева, тини тощо (відсл. 74).

Рябі глини залягають на всій площі плато, при чому займають найбільші його висоти, горішню частину довгих схилів, а в знижених ділянках плато, як у балках, вони розмиті.

Рябі глини дістали свою назву тому, що мають рябий колір (до чорного), між яким, звичайно, багато переходових варіантів. На цих основних фонах майже завжди є відтінки червонуваті, сизуваті, буруваті. Так у відслоненні 26 на спуску в Лук'янівки до Кирилівської вулиці, проти буд. № 85, рябі глини в'язкі, важкі з сизими та жовтими плямами, при висиханні вони розтріскуються й розпадаються на призмуваті окремісті різного розміру; головний колір жовтий з сірјавосизим відтінком, на ньому часті вохряні (кров'яні) плями різного розміру. Тут же в глині рідкі вапняні конкреції.

Вже у відслоненні 27 рябі глини сіро-сизого кольору з рідкими вохряно-жовтими плямами, пристосованими до тріщин, а в відсл. 74 (на Батиевій горі) ряба глина сіро-сиза з рідкими жовтими плямами, важка й мастка. В останньому відслоненні ряба глина горішньою поверхнею підноситься над рівнем залізничної колії на 13 м.

Типову рябу глину подибуємо на Батиевій горі між 10 лінією та Протасовим яром (відсл. 75) з боку залізниці. Тут вона виразного сірого кольору, досить чиста вгорі, а внизу з вохряно-жовтими плямами і поволі стає більш піску-

¹ Г. В. Липківська, Геолого-розвідкові роботи на цем. сировину в Новгород-Сіверському та Київському районах 1928 р., Вісн. УРГРУ, № 15, 1930.

² Чиовинский В. Н., Геологический путеводитель по Киеву, УВКГ, Киев, 1926; Біленко Д. К., З-верстовое геологічне здійсання Київського арк. 9, т. XXII (рукоп.)

ватою, непомітно переходячи в нижче уложені збагачені на каолін полтавські піски. Тут ряба глина виступає над долиною р. Либеді (Нововокзальна вулиця) на 19 м.

Як уже сказано, ряба глина досить мастка, ніжна на полап, часто вогка, а висихаючи дає тріщини, досить тверда. В ній трапляються рудякові зерна, манганова пунктація, рідше вапняні конкреції.

За літературними даними, глибина рябих глин варіює від 2 м до 9 м¹. В наших відслоненнях ця глина має від 2 м до 6 м. Залягання рябих глин тісно зв'язане з рельєфом.

Ми вже говорили, що рябі глини залягають на високому плато. На схилах вони розмиті, перевідкладені, а на окраїнах плато й у знижених місцях глибина їх часто менша.

Механічний і хімічний склад рябих глин можна ілюструвати такими даними.²

Механічний склад:

| | |
|---------------------|------------------------|
| фр. 1—0,25—0,92% | фр. 0.01—0,005—33,27% |
| фр. 0,25—0,05—5,91% | фр. 0,005—0,001—20,78% |
| фр. 0,05—0,01—0,55% | фр. < 0,001—38,57% |

Отже фізичної глини (часток менших за 0,01 мм діаметром) в складі рябих глин до 92%, решта припадає головню на дрібний пісок.

Хімічний склад:

| | |
|--|----------------------------------|
| SiO ₂ 73,89 | CaO 1,10 |
| Al ₂ O ₃ 15,36 | MgO — |
| Fe ₂ O ₃ 4,67 | K ₂ O 0,16 |
| F ₂ O 0,30 | Na ₂ O 0,17 |

За висновками Фрейнвальд, рябі глини Києва, які вміщають невелику кількість піску, можна використати для цементної промисловості, одночасно з ними експлуатуючи й бурі глини.

Рябі глини треба вивчити також з погляду використання їх як вогнетривалої сировини. Ми зібрали різні гатунки рябих глин і передали їх до лабораторії Інституту машинобудівництва, де їх мають вивчати для цього.

Каолінова глина. В горішніх горизонтах полтавського поверху серед дрібного піску іноді доводиться подибувати надзвичайно багато каолінових часток; їх так багато, що порода набуває вигляду глини. Вона досить повільно переходить у нижче уложені піски. Таку каолінову глину ми знайшли у відслоненнях 11, 74, 90.

У відслоненні 11 на Сирці каолінові глини залягають на схилі плато під передвідкладеним лесуватим суглинком (див. опис відсл.). Тут глина сіро-сіра, піскувата; пісок розкиданий нерівномірно, а тому вона подекуди досить мастка, ніжна, а подекуди піскувата і переходить у збагачений на каолін пісок. Висихаючи, порода стає досить міцна і плямисто білувато-сіра, донизу переходить у глинястий (каоліновий) пісок. Глибина до 1 м.

На Бативій горі проти залізниці, між 8 та 10 лініями, в долішній частині схилу відслонюється каолінова глина полтавського поверху (відсл. 74). Вище по схилу осуви на бурих і рябих глинах (схили вкриті делювіальною масою, що сповзає з схилів). Каолінова глина виступає над рівнем залізниці до 4 м і відслонюється на глибину 2 м. Вона мастка, сіра, подекуди сіро-білувата,

¹ Ю. И. Фрейнвальд, Геолого-поисковые работы на цементное сырье в районе правого берега Десны от с. Оболонки Конотоп. окр. до с. Игнатовки Глуков. окр. и в окрестностях г. Киева — Лухьяновка — Приорка, 1928, Вісн. УРГРУ, в. 15, 1930.

² Д. К. Білецько, 3-верстове геологічне здійснення Київського арк. 9 р. XXII, 1931 р. (рукопис).

внизу та вгорі з темнувато-сірими просмушками до 30—40 см глибини. Висихаючи, глина стає зовсім біла. Це родовище каолінової глини найбільше з відомих нам на дослідженому терені. З умов його залягання можна назвати такі: край схилу, а вище по схилу осуви, покрівля досить значна, близькість шляхів. Умови для експлуатації несприятливі.

У відслоненні 90 на лівому схилі долини р. Либеді в районі Ленінському, глибина каолінового горизонту 25 см. Цю глибину виявлено розчисткою, а у відслоненні природному вона більша. Останнє треба поставити в зв'язок з виполіскуванням каоліну з тих горішніх горизонтів полтавського поверху, які залягають далі й вище по схилу. Грунтові води стікають до відслонення з більших висот плато, переносячи вниз по схилу мулясті частки каоліну, а в самому відслоненні ті самі атмосферні води промивають довшу каолін, який просякає нижче уложені полтавські піски. Останні, що залягають безпосередньо під каоліновим просмушком, у горішній частині збагачені на каолін і через це тяжкі, почасти зцементовані. Донизу в'язкі піски, завгрубки до 6 м, переходять у піски розсипчасті.

Наші відслонення з каоліновою глиною містяться на схилах і зокрема 74— у кінці раптового схилу. Скупчення каоліну тут є місцеве явище і зв'язане з даними умовами рельєфу, де діють ґрунтові та атмосферні води. Отже поширення каолінових глин має визначене обмеження.

Київський мергель. Київський мергель входить до складу київського поверху, що крім мергелю складається також і з наглинку, який залягає над мергелем. Горішня поверхня київського поверху виступає вище рівня Дніпра до 15—18 м, а долішня його частина ховається під ним.

За літературними даними, поверхня київського поверху підноситься над рівнем Дніпра на 11 саж.¹ і 3—11 саж.²

В межах цих виходів над рівнем Дніпра київський поверх і можна спостерігати.

Виходи київського поверху ми зареєстрували такими відслоненнями: корінний берег Дніпра—107, 12, 16, 15, 46, 97; долина р. Либеді—87, 89, 99.

Наглинок на колір сіро-зеленкуватий, коли висихає яснішає, має жовтаві й зеленкуваті відтінки, а мергель темнозелений, у сухому стані сіро-зеленявий.

Глибина наглинку в межах 5—8 м, а мергель відслонюється до 10 м. І наглинок, і мергель мехскладом належать до глинястого суглинку, що має домішку надзвичайно дрібного піску. Зокрема наглинок, за даними механалізу³ можна залічити до важкого суглинку, що наближається до середнього, а мергель правильніше назвати важким суглинком; інакше кажучи, наглинок характеризується грубішим ніж мергель механічним складом.

Київський мергель з наглинком використовують для вироблення цегли. Найсприятливіші умови для його використання знаходимо в місцях розмитих схилів плато, де менша глибина покрівлі.

V. Петрографічна характеристика пісків

Перше ніж перейти до петрографічної характеристики формувальних земель, що дослідила наша партія, вважаю за потрібне зупинитися на деяких вартих уваги моментах щодо дальшого вивчення формувальних матеріалів.

Лише останніми часами почали звертати увагу на технологічне випробування та лабораторне досліджування формувальної сумішки.

З невеличкої літератури відомо, що дослідження переважно сходило до вивчення сировини з технологічного погляду.

Вивчаючи технологію формувальних матеріалів, дослідник одночасно повинен

¹ П. О. Армашевский, О геологическом строении Киева. Публичная лекция от 2 марта 1896 г.

² В. М. Чирвинский, Геологический путеводитель по Киеву, УВГК, Киев, 1926.

³ Д. К. Біленко, З-верстове геологічне задіймання.

звжити ті причини, що зумовляють технологічні властивості формувальних земель. Для цього треба досліджувати не тільки зовнішні ознаки, як от обкатаність, розмір зерна тощо, а й вивчати ознаки, глибше заховані в самій природі окремих зерен мінералів; це буде вивчення мінерального, хімічно-механічного складу пісків, тощо. Дані хімічних аналізів ще не цілком виявляють технологічні властивості формувальних матеріалів і це цілком природно ось чому: при різних умовах петрогенези окремі мінерали та їх компоненти матимуть різні відношення до температурних умов та інших технологічних особливостей. Цілком очевидно, що відношення до температурних змін кварцу осадового походження буде інше, ніж у кварцу походження магматичного.

Цілком очевидно, що генеза мінералів, їх природа й унутрішній зміст залежно від мінеральних компонентів, наприклад, амфіболів — плагіоклазів або карбонатів—силікатів, буде позначатися на сумі певних технологічних властивостей при випробуванні їх.

Одночасно на суму цих властивостей впливатимуть і такі чинники, як ступінь звітріння зерна, їх форма й розмір, сторонні домішки, включення, явища диморфізму, вторинні наростання мінералів тощо.

Треба сказати, що ми ще достатньо не знаємо, як впливатимуть згадані моменти на властивість формувальної сумішки. Ясно лише, що тепер наспіла потреба в мінералогічно-петрографічному дослідженні формувальних земель за допомогою іммерсійних рідин та поляризаційного мікроскопа, що зможуть чимало доповнити хімічні аналізи, а іноді і з більшим ефектом замінити їх.

Відомо, що наявність у деяких мінеральних сполук Mg, Ca, Na спричиняє ошлакування піску. Зокрема, визначення кальцію як окису хімічним шляхом ще не дає достатніх підстав говорити про його нестійкість при високих температурах, бо такі окиси можуть бути у вигляді карбонатів, силікатів або плагіоклазів — амфіболів тощо.

Тут очевидно, що і відношення їх до температурних та інших умов буде різне, а це знову таки різно відбиватиметься на технологічних властивостях пісків.

Отже ясно, який важливий чинник є вивчення петрогенези пісків, а це позначається на сумі певних властивостей мінералів: наприклад, піски моря або річок матимуть інші специфічні властивості, ніж піски еолового походження.

Отже виникає потреба розчленовувати поверхи пісків на окремі петрографічні горизонти.

Детальні лабораторно-технологічні, мінералогічно-петрографічні та геологічно-польові дослідження окремих горизонтів родовищ пісків, як і комплексне вивчення їх, нарешті, дадуть показники, якими можна буде розцінювати сорти пісків, застосовуючи їх у ливарній справі.

Одночасно можливо, що крім польового дослідження потрібні будуть петрографічні дослідження пригару ошлакованих відтулин при бракованому литві тощо.

Нижче подаємо коротку петрографічну характеристику окремих гірських порід нашого району дослідження. Це будуть піски четвертинні й третинні, які ми поділяємо за такою схемою:

- | | | |
|-------------------|---|------------------------------------|
| Четвертинні піски | } | 1. Піски плато |
| | | 2. Піски лукової та борової тераси |
| Третинні піски | } | 1. Піски полтавського поверху |
| | | 2. Піски харківського поверху |

До першої групи четвертинних пісків ми залічили флювіогляціальні піски, які вкривають плато зандрового району.

Кольором піски досить різноманітні, переважно сірі або жовтувато-сірі, іноді червонуваті.

Конфігурація зернястості надто мінлива. Розмір варіює в межах від 0,3 мм до 1 мм і більше. Часто серед основної маси піску виступають зерна більшого діаметру, що визначаються своїм розміром і формою кращої обкатаності. В загальній масі зерна різної обкатаності: серед круглястих зерен, яких основна більшість, виступають зерна з гострими або кутуватими краями. Структура зерен змінюється як у вертикальному так і горизонтальному напрямках. Оскільки петрогенетичні елементи уложення надто неоднакові, потрібно при розробленнях додатково досліджувати окремі родовища.

Треба також мати на увазі, що можливі різні технологічні ефекти при сумарному відбиранні проб з різних місць і горизонтів у відслоненнях.

З мінералогічно-петрографічного погляду наші піски мало досліджені. Під мікроскопом спостерігається зерна різних мінералів. Основна маса породи складається з кварцових зерен. З інших мінералів трапляються різні польовики, як ортоклаз, мікроклін, плагіоклази; крім того, часто є лосняки, переважно біотит, а також рогова світня, амфіболи, зрідка циркон.

З мінеральних сполук, що негативно впливають на властивості формувальних земель, можна вказати на гідроокиси заліза, вапно та манганово-залізисті сполуки.

Трапляються також піски досить чисті, переважно кварцові. Все таки назвати їх чисто кварцовими не маємо підстави.

Серед основної маси кварцових зерен у деяких пісках спостерігається значна домішка пилюватих часток, через що пісок стає глинястий і забруднюється, а це знову таки відбивається на газопроникливості піску.

В дослідженому районі наша партія намічає орієнтовно три такі схематичні групи цих пісків:

1. Грубозернясті піски

Вони чисті, переважно кварцові, пилюватих глинястих часток мають небагато. Піскова основа складається переважно з зерен кварцу, розміром від 1,5 мм до 1 мм і менше. Форма зерен кругляста з помітними гострокутними краями.

2. Середньозернясті, слабоглинясті піски

Основна маса складається переважно з кварцових зерен. Серед загальної основної маси піску помітні, в меншій кількості, зерна більшого діаметру, краще закругленої форми. Основну масу піску становлять зерна меншого діаметру, від 0,5 до 1 мм, що мають круглясту форму з виразно помітними гострими або кутуватими краями. Іноді зерна досить роздрібнені до розміру пилюватих часток (див. фото, шліфи 77 та 74).

3. Дрібнозернясті глинясті піски

Основну масу сипучої породи становлять переважно дрібніші кварцові зерна. Піскова основа складається головню з дрібнозернястого піску, розміром від 0,1 до 0,03 мм.

Кількість глинястих пилюватих часток до 30%.

Нижче подаємо петрографічну характеристику пісків.¹

Відслонення 58, шліф 74. Приорка, вітрові поля (Див. фото, шліф 74).

Під мікроскопом основна маса сипучої породи складається з кварцових зерен. Останні мають переважно гострокутну форму. Розмір зерна від 0,2

¹ Шліфи визначали в петрографічному кабінеті Укр. геол. розв. тресту — проф. К. І. Тимофіїв та Геол. наук. досл. інституті ВУАН — аспірант Підгаєцький.

до 0,5 мм. Зерна більшого діаметру мають краще закруглену форму. Загасання кварцу переважно хвилясте, частково нормальне. Подекуди помітні зерна з катакlastичною будовою та іншими ознаками диморфізму.

Крім зерен кварцу, інших мінералів не спостерігається.

Відслонення 58, шліф 76. Приорка, вітрові поля.

Під мікроскопом помітні переважно зерна кварцу, розміром від 1 до 3,5 мм. Форма зерен добре закруглена.

Кварц має іноді катакlastичну структуру та інші ознаки деформованості. Загасання кварцу переважно хвилясте, зрідка нормальне. Знайдено лише одне зерно мікрокліну з добре виявленою решіткою. Зерна, розміром до 1 мм, добре закругленої форми.

Відслонення 66, шліф 81. Між кол. Кадетським гаєм та Караваєвими дачами. Порода складається з кварцових зерен. Форма переважно кругляста. Розмір зерен неоднаковий: найбільший близько 0,6 мм, найменший — до 0,05 мм. Зерна більшого розміру переважають. Найзвичайніший розмір — 0,15 мм.

Загасання почасти хвилясте, почасти нормальне. Деякі зерна розчавлені. Небагато зерен бурого залізняку.

Як видно з наведеного опису шліфів, четвертинні піски переважно кварцові.

Зерна кварцу деформовані, що potwierджується катакlastичною структурою та хвилястим згасанням їх під мікроскопом. Розмір зерен різноманітний — від 0,15 до 1 мм. Крім того, в складі середньозернястого й дрібнозернястого піску трапляються зерна більші, до 3 мм (шл. 76). Тут зібрано пісок з поверху лише грубозернястої фракції зерна. Форма зерен часто обкатана з гострими або кутуватими краями:

Крім зерен кварцу, часто є інші мінерали, як польовики (шл. 76), а з вторинних мінералів — лімоніт (шл. 81), гідроокиси заліза, манганово-залізясті та вапняні примазки.

Піски терас залягають на поверхні без ніякої покрівлі. У природних відслоненнях часто спостерігається в окремих горизонтах іноді добре відсортовані за розміром та структурою зерна. Все таки, ні в горизонтальному, ні в вертикальному напрямку такої закономірності у відсортуванні на будь-якому віддаленні непомітно.

Кольором піски жовті, сірі або жовтувато-сірі. Іноді помітний перехід від жовтого кольору до вохряно-жовтого; це зв'язане з чималою кількістю заліза та лімоніту (див. фото шл. 78).

В природних відслоненнях іноді спостерігається верстованість пісків у вигляді вохряно-жовтих просмужок — це знову таки зв'язане з вилученням гідроокисів заліза.

На підставі небагатьох даних, добутих у процесі нашої роботи, можна сказати, що піски ці мають у своєму складі чималу домішку гідроокисів заліза, вапняні примазки та манганово-залізясту сполуку. Такі мінеральні сполуки очевидно, негативно впливатимуть на деякі технологічні властивості цих пісків.

Без детального дослідження встановити фізичні константи їх досить трудно, а тим часом вони заслуговують на увагу (нижче подаємо петрографічний опис шліфів).

Відслонення 101, шл. 132. Мижільська Слобідка. Під мікроскопом спостерігається зерна кварцу. Форма їх кругляста, іноді гострокутна; кількісне відношення тих і тих зерен однакове. Розмір гострокутних зерен пересічно становить близько 0,15 мм, круглясті зерна трохи більші — до 0,5 мм. Поміж зернами кварцу помітні буруваті плями — гідроокиси заліза.

Відслонення 61, шл. 78. Приорка. Головна маса сипучої породи, під мікроскопом, складається переважно з зерен кварцу. Останні, розміром до 0,4 мм, кількісно переважають. Зрідка помітні зерна меншого діаметру — до 0,2 мм.

Загасання переважно хвилясте.

Форма більших діаметром зерен краще закруглена, зрідка з кутуватими краями.

Подекуди помітні жовтувато-бурі плями гідроокисів заліза.

Одно-два зерна мікрокліну з частково виявленою решіткою. Зерна круглясті, обкатані, з гострокутними краями, з поверхні досить звітрілі.

Як видно з наведених описів, піски переважно складаються з зерен кварцу. Конфігурацією зерна кварцу досить закруглені, здебільшого деформовані, що виявляється переважним хвилястим загасанням зерен. Розмір зерен хитається в межах від 0,15 до 1 мм. Зрідка трапляються зерна інших мінералів, як польовики (шл. 78). В шліфах часто є гідроокиси заліза.

Полтавські піски досить поширені в районі Києва та його околиць.

Відслонення цих пісків трапляються переважно по схилах плато або над дном долин та ярів. Піски цього поверху в горішній частині збагачені на частки каоліну, що надає піскові міцної цементації, особливо в сухому стані. Подекуди цей пісок переходить у міцний зцементований пісковик. Таке природне домішування каоліну до основної маси кварцового піску відповідає почасти тій суміші, яку штучно виготовлюють на заводі, домішуючи до основної маси формувального матеріалу каолін або глину.

В природних відслоненнях полтавські піски мають таку різноманітну структуру, що говорити про них як про певний формувальний сорт не можна.

Різні петрогенетичні горизонти полтавського поверху мають відмінний розмір, форму зерна та сторонні домішки. Одначе, проти інших пісків вони найчистіші і переважно кварцові.

Крім кварцових зерен, що становлять основну масу, трапляються різні польові скалинці, з них переважно ортоклаз або мікроклін, плагіоклази з помітним двояковим штрикуванням.

Рідше трапляються лусочки лосняків, серициту, іноді епідоту. Глинястих домішок небагато. Каолінових часточок іноді чимало — вони становлять наче механічну домішку, і обволікають кварцові зерна тонкою каоліною плівкою. Кварцові зерна напівзвітрілі й здеформовані. Останнє позначається хвилястим загасанням кварцу під мікроскопом.

Трапляється небагато таких сторонніх домішок, як окиси та гідроокиси заліза, вапно тощо. Карбонати зрідка, лише подекуди в горішній частині і то в незначній кількості; вимиваються вони сюди з горизонтів бурих та рябих глин, що стратиграфічно залягають вище.

Пісок у горішній частині відслонень часто збагачений на чимало каоліну, через що в природному стані має досить високу пластичність.

Кольором ці піски білі або переважно ясносірі. Конфігурація зерна досить обкатана, лише зрідка гострокутна. Кількість пилуватого матеріалу незначна; часто він являє собою дуже дрібний кварцовий пісок.

Зернята структура характеризується значною однорідністю зерен, розмір останніх хитається в межах від 0,1 до 2,5 мм, а більш грубозернята структура має розмір зерен від 0,2 до 0,4 мм. Характерне й те, що місцями в деяких відслоненнях в окремих горизонтах помічається певна однорідність щодо розміру зерен.

В нижче наведеній таблиці наводимо тільки деякі петрографічні описи шліфів полтавських пісків, узятих у різних місцевостях.

Відслонення 4, шліф 155. Район Караваєвих дач. Під мікроскопом зерна кварцу переважно добре закругленої форми. Розмір здебільшого до 0,3 мм, а більш грубозернясті — 0,6 мм. Загасання кварцу почасти нормальне, почасти хвилясте. Деякі зерна роздушені. Помітно одне зерно мікрокліну.

Відслонення 4, шліф 157. Основну масу породи, під мікроскопом, становлять зерна кварцу. Останні мають круглясту форму з гострими, або кутуватими краями. Розмір зерен від 0,3 до 0,6 мм. Кварц має переважно хви-

| №№ | № відсло- нення | № зразка або шліфа | На якій глибині взято зразок | Район, де взято пробу |
|----|--------------------|-----------------------|---------------------------------|--|
| 1 | 4 | 155 | З поверхні | Кар'єр заводу „Більшовик“ між кол. Кадетським гаєм та Караває- мими дачами. |
| 2 | 4 | 157 | 2,5 м | |
| 3 | 4 | 160 | 3,5 „ | |
| 4 | 4 | 161 | 4 „ | |
| 5 | 94 | 124 | 3 „ | Чорна гора. |
| 6 | 28 | 49 | Середня частина відслоєння | Поділ, коло ливарного заводу. |
| 7 | 28 | 50 | „ | Там само. |
| 8 | 45 | 60 | З поверхні | Юрківська вул. |
| 9 | 24 | 30 | 5 м | Кирдлівська вул. |

лясте, зрідка нормальне загасання. Деякі зерна катакластичної структури. Зрідка помітні лусочки біотиту.

Відслонення 4, шліф 160. Основна порода під мікроскопом складається з зерен кварцу, розміром від 0,2 до 0,6 мм. Останні мають досить закруглену форму, з опуклими або ввігнутими краями. Кварцові зерна досить деформовані, мають переважно хвилясте, зрідка нормальне загасання. Подекуди біля кварцових зерен помітні невеличкі жовтувато-бурі плями гідроокисів заліза.

Відслонення 4, шліф 161. Загальна маса сипучої породи складається з зерен кварцу розміром від 0,3 до 0,5 мм. Форма їх помітно закруглена з кутуватими краями. Має переважно хвилясте і зрідка нормальне загасання.

Відслонення 94, шліф 124. Чорна Гора. Під мікроскопом головна маса сипучої породи складається з кварцових зерен переважно круглястої форми, розміром до 0,5 мм.

Зерна деформовані, переважно мають хвилясте загасання, зрідка нормальне. Подекуди помітні лусочки біотиту, розміром 0,3 мм, з яскраво виявленим плеохроїзмом.

Відслонення 28, шліф 49. Поділ. Основна маса породи складається з кварцових зерен. Форма зерен кругляста з гострими або кутуватими краями, розмір від 0,3 до 0,4 мм. Кварц має переважно хвилясте, зрідка нормальне загасання. Місцями виступають гідроокиси заліза у вигляді жовтувато-бурих плям.

Відслонення 45, шліф 60. Юрківка. Під мікроскопом спостерігаємо зерна кварцу. Зерна переважно гострокутні, зрідка круглясті, пересічно розміром від 0,2 до 0,3 мм. Деякі досить витягнуті. Серед кварцових зерен помітні плями буруватого кольору — гідроокиси заліза.

Відслонення 28, шліф 50. Поділ. Під мікроскопом спостерігаємо зерна кварцу почасти круглясті, почасти гострокутні. Загасання, як звичайно, нормальне, зрідка хвилясте. Пересічний розмір зерен 0,08—0,10 мм. Серед загальної маси помітні зерна більшого розміру, краще закруглені, розміром до 0,5 мм. Деякі з них мають досить правильну яйцювату форму. Зрідка помітні зерна лімоніту.

Відслонення 24, шліф 30. Лук'янівка. Породи складається з кварцу. Зерна майже виключно гострокутні, круглясті зрідка. Розмір зерен однама-

нітний, пересічно від 0,08 до 0,10 мм. Загасання кварцу почасти хвилясте, почасти нормальне. Зрідка трапляються зерна бурого залізняку.

З наведених описів можна зробити такі висновки: для полтавських пісків головну масу сипучої породи становлять кварцові зерна, з інших мінералів — польовики, біотит (шліф 157, 124); зрідка з вторинних мінералів трапляється лімоніт (шліф 24, 50, 60), гідроокиси заліза. Як механічна домішка, більшою чи меншою мірою в вигляді глинястих речовин, є каолін, з слабо помітним жовтувато-бурим відтінком.

Кварцові зерна почасти витягнуті, кутуваті, з тупими, а іноді гострими краями. Серед них трапляються частково здеформовані, напівзвітрілі (шл. 160, 124, 155), — про це знову таки свідчить катакластична структура кварцу та хвилясте загасання під мікроскопом.

Щоб з'ясувати, як змінюється мінералогічний склад у вертикальному напрямку, зразки 155, 156, 157, 161 взяті в одному відслоненні (4) з різних глибин (див. табл.); але цих даних з одного відслонення замало і зробити будьякі висновки щодо мінливості мінералогічного складу не можна.

Харківські піски. Третинні піски харківського поверху представлені переважно кварцовими пісками.

Ці піски яснозеленкуваті, дрібнозернисті; зелений колір їх зв'язаний переважно з більшою чи меншою кількістю зерен глауконіту.

В горішній частині харківські піски чистіші, розсипчасті, донизу стають більш глинясті і набувають більше брунатно-зеленкуватого кольору.

Розмір кварцових зерен варіює в межах 0,08—0,10 мм. Форма їх переважно кругляста з овальними або здебільшого гострокутними краями. Зерна інших мінералів, як глауконіт, переважно круглясті, а такі як мусковіт, серицит трапляються у вигляді дрібних лусочок.

Харківські піски проти полтавських та четвертинних мають різноманітніший мінералогічний склад. Тут під мікроскопом спостерігається такі мінерали: кварцу переважна кількість, різні польові скалинці як ортоклаз, мікроклі, плагіоклаз та з мінералів, що частіше трапляються, глауконіт. Нерідко також є мусковіт, серицит та вапняні й залізясті сполуки у вигляді гідроокисів заліза, лімоніту.

Можна припускати, що глауконітові зерна, різні польові скалинці, мусковіт та з вторинних мінералів серицит, лімоніт та різні вапняні-залізясті сполуки впливатимуть на зниження температурної стійкості піску при відливанні металу.

Значна домішка дрібних, переважно гострокутних зерен мінералів, що до того мають нерівну поверхню, мабуть негативно впливатиме на газопроникливість формувальної сумішки.

Нижче наводимо петрографічний опис деяких шліфів, узятих з різних місць околиць Києва.

Відслонення 46, шліф 173. Поділ, Юрківська вул. Під мікроскопом видно:

1. Гострокутні кварцові зерна неправильної форми. Розмір їх більш-менш однаковий — 0,07 мм. Загасання здебільшого нормальне, зрідка хвилясте.

2. Круглясті зерна бурого залізняку, що утворилися мабуть з глауконітів. Пересічний розмір їх, як і в кварці, до 0,07 мм.

3. Невеличка кількість видовжених лусочок мусковіту.

4. Зовсім зрідка зерна мікрокліну.

5. Помітні ділянки глинястої речовини.

Відслонення 89, шліф 107. Сталінка, цегельня № 9. Порода переважно складається з кварцових гострокутних зерен, розміром 0,08—0,10 мм. Загасання почасти нормальне, почасти хвилясте. Видно чимало зерен глауконіту, що почасти звітрілі. Зрідка спостерігається дрібні лусочки мусковіту, що мають жовто-буре забарвлення.

Таблиця 1.

| №№ | № відслонення | № зразка або шліфа | На якій глибині взято пробу м | Місцевість, де взято зразок |
|----|---------------|--------------------|-------------------------------|--|
| 1 | 89 | 107 | 1—2 | Стаїнка, цегельня № 9 Видубецька вул. |
| 2 | 97 | 129 | | |
| 3 | 46 | 173 | 1,5 | Піділ, Юрківська вул. |
| 4 | 46 | 168 | 4,5 | |
| 5 | 46 | 167 | 4,5 | |
| 6 | 46 | 166 | 5 | |
| 7 | 46 | 165 | 5,5 | |
| 8 | 46 | 162 | 7 | |

Відслонення 97, шліф 129 Видубецька вулиця. Під мікроскопом основна маса складається з зерен кварцу, що здебільшого мають гострокутну форму з гострими краями. Розмір зерен 0,2—0,4 мм, зрідка 0,8 мм. Кварц має переважно хвилясте загасання, зрідка нормальне. Помітні зерна глауконіту, що мають переважно круглясту форму; розмір зерен 0,4 мм. Зерна останнього мають помітний перехід до зеленкувато-бурого забарвлення, — це зв'язане з переходом глауконіту в бурий залізняк.

Відслонення 46, шліф 168. Під мікроскопом порода складається з гострокутних кварцових зерен, розміром 0,8—0,10 мм. Зерна кварцу мають хвилясте, зрідка нормальне загасання. Спостерігається зерна глауконіту, розміром до 0,5 мм, що подекуди перейшли в лімоніт, та жовтувато-бурі плями гідроокисів заліза.

Відслонення 46, шліф 167. Під мікроскопом спостерігається зерна кварцу, переважно гострокутні, зрідка круглясті. Розмір зерен різний, пересічно близько 0,08—0,10 мм; більші зерна, до 0,60 мм, трапляються зрідка. Форма останніх кругляста. Зерна глауконіту круглясті; вони значною мірою перейшли в бурий залізняк, розмір їх 0,08—0,10 мм. Є небагато видовжених лусочок мусковіту.

Відслонення 46, шліф 166. Під мікроскопом основна маса складається з кварцових зерен, розміром від 0,3 до 0,8 мм. Кварц має переважно хвилясте загасання. Зерна його видовжені гострокутні, з гострими краями. Спостерігається круглясті зерна глауконіту, почасти звітрілі; вони мають зеленкувато-буре забарвлення з помітним переходом до гідроокисів заліза.

Відслонення 46, шліф 165. Головна частина породи складається з неправильних гострокутних зерен кварцу, пересічно розміром 0,1—0,07 мм, а зрідка помітні й більші круглясті зерна—до 0,6—0,8 мм. Крім кварцу в породі зрідка помітні видовжені платівки мусковіту та зерна чорного рудного мінералу.

Відслонення 46, шліф 162. Порода складається переважно з зерен кварцу, здебільшого гострокутної форми; круглясті трапляються рідко; переважають зерна невеликих розмірів, близько 0,08—0,10 мм. Зерна більші трапляються досить рідко; розмір їх до 0,15—0,20 мм. Загасання кварцу то нормальне, то хвилясте. Серед кварцу розкидані зерна глауконіту, розміром близько 0,1 мм; іноді глауконіт помітно переходить у лімоніт. Мусковіт у вигляді видовжених лусочок або платівок.

Як видно з мікроскопічних описів, піски харківського поверху різноманітніші щодо мінерального складу проти пісків інших поверхів.

Зернясту основу цих пісків становить кварц. Його зерна переважно гострокутні, розмір їх варіює в межах від 0,2 до 0,1 мм. З мінералів, що є тут більш-менш постійно, спостерігається більше чи менше глауконіту, а також різних польових скалинців, мусковіту, серициту.

Щоб дослідити зміну мінералогічного складу в вертикальному напрямку профілю, ми відібрали породу в відслонення 46 з різних глибин. З наведеного опису шліфів цього відслонення можна зробити такі висновки:

Помітно, що кварцові зерна, які створюють основну масу сипучої породи, мають мінливий склад щодо розміру й форми.

Так у горішній частині відслонення в шліфах 173—174, узятих з глибини 0,5—1,5 м (див. фото 178 й 174), помітно, що зерна кварцу мають розмір до 0,3—0,4 мм, гострокутні і подекуди круглясті, а в шліфах 162 й 163, взятих з глибшої частини відслонення, розмір донизу меншає близько 0,17—0,08 мм; зерна переважно гострокутні (див. фото 162).

Мінерал глауконіт майже завжди є в харківських пісках. У шліфах, узятих ближче до поверхні, як 173—172, він міняє своє зеленкувате забарвлення на темно-буре. Таке явище зумовлене процесами переходу глауконіту в лімоніт або в інші залізясті сполуки, як гідроокиси тощо. Донизу пісок стає більш глинястий. Щодо зміни мінерального складу піску в вертикальному напрямку, то наших даних з одного відслонення надто мало, — для цього потрібні масові дослідження.

Це питання потребує спеціального опрацювання з окремим методом роботи. Наші дані дають лише загальну характеристику складу пісків.

Рябі глини й каоліни. Подані родовища каолінів у відслоненнях, як і родовища рябих глин, можна залічити до жирних формувальних земель. Названих родовищ каолінів досі як формувальних земель не використовували.

Цілком імовірно, що згадані родовища каолінів і рябих глин можна використати як вогнетривалу сировину.

Тут каолін вторинний, білого або ясносірого кольору, досить тонкий, масляний. Порода складається переважно з глинястої, тонкозернястої маси, серед якої розкидані в більшій чи меншій кількості зерна кварцу.

Нижче подаємо петрографічний опис шліфів — зразків, узятих з родовища Батиевої гори (відсл. 74).

Відслонення 74, шліф 179. Батиева гора. Порода являє собою зовсім дрібнозернясту глинясту масу; помічається брекчеподібна будова. Виникає це в наслідок того, що порода представлена плямами темнішого, майже чорного кольору і більш грубозернястою масою; серед останньої помітні ясніші ділянки з дрібнішими кварцовими зернами.

Тонка брекчеподібна будова яскравіше помітна в звичайному світлі, в поляризованому вона помітна менше.

Є небагато зерен кварцу.

Відслонення 74, шліф 178. Батиева гора. Порода складається з двох частин: ясносірого й темnobрунатного кольору. Перша хоч і незначна, але переважно складається з дрібнозернястої глинястої маси, серед якої розкидані в невеличкій кількості гострокутні зерна кварцу. Маса темnobрунатного кольору розміщена серед першої, в вигляді обрисованих ділянок різного розміру. Частина цієї маси складається з гідроокисів заліза, де, як і в ясносірій частині, помітні дрібні зерна кварцу, але їх більше. Розмір кварцових зерен пересічно дорівнює 0,15 мм. Загасання почасти хвилясте, почасти нормальне.

Відслонення 27, шліф 46. Лук'янівка. Під мікроскопом порода складається з кварцових зерен, розміром переважно 0,3—0,5 мм та в меншій кількості до 0,8—0,10 мм.

Серед кварцових зерен спостерігаються жовтобурі невеличкі плями гідро-окисів заліза. Кварцові зерна мають переважно хвилясте і зрідка нормальне загасання.

Відслонення 70, шліф 86. Між кол. Кадетським гаєм і Солом'янкою. Головна маса породи складається з глинястої дрібнозернистої речовини. Вигляд маси глинястий. Різні ділянки мають різний ступінь інтенсивності забарвлення, переважає темнобурий колір. Серед глинястої маси спостерігається багато гострокутних зерен кварцу, пересічно розміром близько 0,08 мм.

Як видно з мікроскопічних описів, каолін складається з темнозернистої глинястої маси, при чому спостерігається брекчеподібна будова (шл. 179). Можливо, що це може впливати на зниження вогнетривалості. Серед основної глинястої тонкої маси є більше чи менше кварцових зерен, розміром до 0,01 мм і менше.

Зерен інших мінералів не спостерігається. Рябі глини в деякій частині під мікроскопом аналогічні з каоліном. Помітно значно більше кварцових зерен, що мають гострокутну форму, розміром 0,02—0,03 мм. Кварцові зерна здебільшого обкатані тонкою плівксю пілуватих глинястих часток.

В основному різноманітні сорти пісків складаються переважно з кварцу. Це, безперечно, заслуговує на увагу з погляду дальшого використання їх як формувальних матеріалів.

Одночасно не можуть не привертнути до себе уваги різні жирні землі, як третинні поклади рябих глин та каолінів. При дальшому використанні багатьох родовищ формувальної сировини околиць м. Києва конче потрібно дослідити їх з петрографічного погляду, а це знову таки тісно зв'язане з технологією та технікою формувальної справи в заводських умовах. Це є друга наступна і конче потрібна фаза роботи над дослідженням формувальної сировини околиць м. Києва.

VI. Райони й пункти пісків

В цьому розділі ми маємо звернути увагу на ті відслонення, де можна приступати використання пісків, уважаючи на склад їх, характер залягання, умови транспорту, тощо. Для ілюстрації умов залягання порід ми склали стратиграфічну таблицю, де позначено глибину породи й покрівлі та склад останньої.

Як видно з сказаного, піски в дослідженому районі поділяються на три сорти, а саме піски четвертинні, полтавські й харківські.

Четвертинні піски ми поділяли на дві групи — поверхневі та міжлесової серії. Останні практичного значення не мають, бо вони незначної глибини, залягають випадково, часто верстуваті, переверстовуються суглинками лесової серії.

До поверхневих пісків ми залічуємо піски зандрового плато, борової й лукової терас Дніпра. Ці піски залягають на поверхні і тому використовувannya їх не натрапляє на перешкоди, оскільки тут немає покрівлі. Питання впирається лише в якість пісків та умови транспорту. Щодо якості пісків і застосування їх на виробництві, то відомості подасть Інститут машинобудівництва, оскільки він провадить аналізи (за умовою). З погляду транспорту багато відслонень четвертинних пісків є в досить сприятливих умовах: у багатьох випадках до відслонень і кар'єрів є шляхи сполучення ґрунтові, залізничні та трамвайні. Четвертинні піски району долини Либеді можна транспортувати до залізниці, що проходить у дні цієї долини. До названої залізниці тяжать такі головні відслонення й кар'єри: 4, 63, 68, 69, 71, 81, 95, 98. З Святошинською трамвайною колією та шосе з Лук'янівки на Святошино через х. Грушки зв'язані такі відслонення четвертинних пісків: 106, 5, 6, 7, 96. Далі Сирецький район, де піски суцільно поширені на поверхні (відсл. 10, 13, 14), має ґрунтові шляхи. Останні перетинають і район Приорки та сполучені з трамвайною колією Пуща-Водиці; тут відслонення 58, 59, 61, 62,

Нарешті, піски борової тераси району відслонень 101, 102, 103, 104 зв'язані з залізницею.

З наведеного списку відслонень ми виключили ті, що або далеко від шляхів сполучення і зокрема не мають під'їздів, або через умови залягання використовувати їх трудно (глибокий яр, густа сітка ярів, ґрунтові води).

Зважаючи всі подані умови, з зазначеного списку відслонень можна рекомендувати для експлуатації насамперед такі: відслонення 10, 7, 5, 71, 81, 91. В цих відслоненнях піски характеризуються грубшим механічним складом, в решті відслонень піски більш дрібнозернисті.

Полтавські піски ми поділили на два горизонти: горішній, що складається з зцементованого каоліном піску, та долішній — з піску розсипчастого. І перший, і другий горизонти виступають, як сказано, у відслоненнях корінного берега Дніпра та на схилах долини р. Либеді.

У долині р. Либеді полтавські піски залягають в умовах пологістих схилів, де значна частина покривних порід розмита. Такі умови подибуємо у верхів'ї Либеді в районі відслонень 1, 3, 4. Тут відслонення 3 й 4 містяться на півостанцях плато в межах долини і полтавські піски вкриваються мореною, 2—3 м завгрушки. У відслоненні № 1 покрівлі майже немає. Названі відслонення перебувають у найсприятливіших умовах також з погляду транспорту. Тепер піски з відслонення 1 і 4 використовує завод „Більшовик“.

Майже аналогічні умови можна підкреслити й для відслонень 90, 91, 94 на лівому схилі Либеді. Зокрема відслонення 91 розробляє Червона Гута. Особливість умов залягання цих відслонень та, що покрівля їх на місці самих відслонень негруба — 2 м у відсл. 90 й 94, а в відсл. 91 її зовсім немає. Але околиці площі поверхні відслонення досить малі. Уже кілька метрів вище по схилу покрівля раптово збільшується. Тому використовувати піски при даних умовах треба впоперек схилу.

З другого боку, названі відслонення, особливо 90 й 94, трохи відірвані від шляхів сполучення.

Всі перелічені тут відслонення долини р. Либеді можна рекомендувати як об'єкти дослідження й використання.

Привертають до себе увагу виходи полтавських пісків у районі Батиевої гори — відсл. 75, 76, 77. Грубі товщі пісків тут виступають близько шляхів (Нововокзальна вул.), в під'їзди до самих відслонень, а, з другого боку, покрівлі у відсл. 77 майже немає, а в інших, на крутих схилах, вона зменшена в наслідок осувних явищ на бурих і рябих глинах — від цього на полтавських пісках утворилася нерівна тераса, хоч, правда, вузька; в межах тераски покрівля негруба.

В районі корінного берега Дніпра умови залягання значно відмінні. Тут крутий і високий берег, схили короткі, а виходи полтавських пісків ще підносяться над підніжжям відслонення на глибину уложених під пісками харківського й київського поверхів. Останнє хоч і ускладнює експлуатацію полтавських пісків, але це ускладнення усувається, коли комплексно використовувати разом з полтавським також харківський і київський поверхи — так воно і є на Юрківці, відсл. 46. Тут одночасно розробляється пісок полтавського й харківського поверхів та київський мергель.

Район Юрківки щодо експлуатації заслуговує також на увагу. Тут балка досить широка, з довгими й крутими схилами, де значно розмита покрівля — відсл. 45, 30, 49, — а пісок у горішній частині поверху грубіший за типовий полтавський, розсипчастий.

З решти виходів полтавських пісків як приступніші для експлуатації, можна назвати відсл. 20, 24, 52.

В районі Сирецької балки та здебільшого понад берегом Дніпра відслонення часто мало приступні і експлуатація пісків ускладнюється то грубою

покрівлею, то значною висотою залягання їх над підніжжям вертикального відслонення.

Харківські піски залягають переважно в районі корінного берега Дніпра і лише в двох відслоненнях (80, 92) подибуємо їх у долині Либеді. Вони вкриті грубою покрівлею; це ускладнює використання їх. З цього погляду треба підходити до оцінки умов кожного відслонення окремо. Іноді умови експлуатації можуть бути почасти сприятливі, а саме або коли на поверхні харківських пісків утворюються неширокі горизонтальні площини біля підніжжя відслонення (97), або там, де зрізано (змито) схил (15). Складом своїм харківські піски здебільшого витримані, тому використання їх зв'язане насамперед з умовами залягання. Одночасне використання харківських і полтавських пісків звичайно полегшує експлуатацію перших.

VII. Загальні висновки

Зібраний у полі 1932 р. фактичний матеріал ми систематизували за умовами рельєфу, розподіливши територію дослідження на такі райони: 1) долина р. Либеді, 2) правий корінний берег Дніпра, 3) вододільне плато між системами Дніпра й Либеді, 4) Дніпрові тераси — борова й лукова.

В наслідок робіт складено карту, де зазначено виходи пісків усіх стратиграфічних поверхів та тих порід, що трапляються разом з пісками. Для складання карт використано топографічну основу масштабом 1 верства в дюймі.

Київські металургійні заводи в зв'язку з розвитком свого виробництва щороку вимагають чимраз більшої кількості й кращої якості формувальної сировини. Така сировина є піски полтавського поверху для сталюого виробництва, харківського — для кольорового лиття, четвертинні піски — для топлення чавуну.

Наша робота й має завдання показати заводам місця залягання пісків найкращої якості.

Заводи, користуючись нашою картою та консультацією, оглядають рекомендовані відслонення і вибирають ті піски, що найбільш для них придатні.

Четвертинні піски вкривають значні простори ліво- й правобережної боровах терас Дніпра, а також залягають на поверхні зандрового плато, що становить значну північно-західну частину дослідженої території. Чимало відслонень виявили піски потрібної якості. Це буде той варіант четвертинних пісків, що характеризується середньо- й грубоверхнястим складом кварцових зерен, де останні визначаються обкатаністю та закругленістю форми. Якість таких пісків збільшується, якщо в складі їх небагато глинястих часток. Умови залягання четвертинних пісків досить сприятливі для експлуатації, а запаси їх, уважаючи на поширення, надзвичайно великі.

Полтавські (білі) й харківські (зеленкуваті) піски виступають у численних відслоненнях корінного берега та в бічних балках і ярах системи Дніпра, а також у долині Либеді та в найголовніших її бічних балках (Совська, Сталінська). Переважна більшість відслонень (крім деяких у долині Либеді) виявляють залягання і тих і тих. Використання їх ускладнюється грубою покрівлею, що складається з рябих і бурих глин та вище з четвертинної серії лесів і пісків.

Отже під час дослідження ми вибирали такі місця, де грубина покрівлі менша. Такі місця є скраїни довгих схилів плато, де значна частина покрівлі розмита. Однак можливе використання покрівлі (бурі й рябі глини, леси) значною мірою усуває зазначені перешкоди. На допомогу тут стає та велика кількість цегель, що вже використовують породи, з яких складається покрівля.

Отже комплексова експлуатація всіма зацікавленими організаціями є найкраща запорука раціонального використання наших родовищ. Серед останніх

подибуємо також і такі відслонення, де покрівлі майже немає і тому експлуатація їх цілком можлива. Маючи на увазі навіть такі відслонення, можна говорити про надзвичайно великі наші запаси.

Серед полтавських пісків ми відрізняємо два горизонти. Горішній горизонт збагачений на каолін, який трапляється крупинками в масі кварцових зерен і поверхню останніх укриває плівкою. Таке природне й рівномірне розташування глинястої речовини в масі кварцового піску значно підвищує його якість. Це перевірено вже практикою ливарного цеху заводу „Більшовик“ на кварцовому виробництві.

Долішній горизонт полтавського поверху характеризуємо як пісок дрібнозернистий і розсипчастий (у типовому вигляді). Однак серед такого піску трапляються досить часто й проверстки грубішого складу. В загальній масі цей горизонт використовують у ливарному виробництві.

Харківський поверх також складається з пісків двох гатунків, розсипчастих і глинястих. Глинястий пісок використовується як домішку до київського мергелю на цеглу, а розсипчастий, — як формувальний матеріал.

Як вогнетривалу сировину можна використати рябі та каолінові глини. Перші становлять стратиграфічний поверх району дослідження, другі залягають випадково в окремих місцях. Останнє ми зв'язуємо з особливими умовами рельєфу, де збирається каоліновий матеріал.

Свої дослідження, що полягають головне у складанні карти формувальних пісків, ми розглядаємо як першу стадію загального вивчення формувальної сировини. Друга стадія має полягати в тому, щоб усебічно вивчити окремі родовища (виходи) пісків, перевіряючи та застосовуючи дані польового й лабораторного дослідження на виробництві. Так ставиться питання тому, що всі піски характеризуються різноманітністю свого складу і в горизонтальному, і в вертикальному напрямку. Отже вивчення виходів пісків треба „індивідуалізувати“, поки не вироблять певних стандартних показників доброякісності пісків. Закінчити вивчення можна розвідкою для обчислення запасів потрібної якості сировини. Ця вже третя стадія роботи.

VIII. Описи відслонень

Відслонення № 1. Між колишнім Кадетським гаєм та Караваєвими дачами, близько першого, на віддалі до 150 м від садиби, де міститься пральня.

Кар'єр міститься в кінці правого схилу до долини р. Либеді і виступає над дном останньої. Схил до плато досить поступовий, перетинається неглибокою розложистою балкою в яром у її дні, одмежовуючи таким способом продовгуватий знижений виступ з кар'єром.

Кар'єр використовує Комунвідділ для ливарних потреб „Більшовика“ та Ленкузні, при чому перший вживає грубий варіант пісків.

Примітка. Щоб дійти до відслонення треба додержувати такого маршруту: трамваем з Євбазу їхати на Жовтнівку до першої зупинки, далі ліворуч вулицею повітряного флоту через залізницю мостом, за мостом перейти східними праворуч і прямо понад залізницею в напрямку до Караваєвих дач, з лівого боку перейти кар'єр за пральнею. Кар'єр має загальну висоту 6,85 м; довжину — 49 м.

Розробляється уступами. Описано середню частину кар'єру.

1. Ясносірий, трохи білуватий пісок полтавського поверху, дуже дрібний, кварцовий, чистий; у всьому горизонті спостерігаються переважно горизонтальні, іноді похилі буро-жовтаві просмужки, інколи хвилясті, завгрушки 1,5 см; в наслідок цього горизонт пісків розбивається на окремі проверстки, завгрушки 10—20 см. Бурі просмужки більше зволожені, злегка глинясті, міцніші за пісок. В горизонті піску досить рідко трапляються сучасні кротовини.

Зразок № 1 (середня проба) взято на глибині 2,70 — 3,55 м.

2. Ясносірий, трохи зволожений горизонт полтавського поверху. Вгорі просмушки грубозернястого піску, завгрубшки 3 см, що подекуди доходять до 18 см. Останні складаються з грубих кварцових зерен, нерівних, круглястих, витягнутих. Є зерна темних мінералів. Нижче просмушки дрібнозернястого піску, завгрубшки 0,28 м, що підстелюються горизонтом середньозернястого, нерівного, чистого піску з трохи кутуватими прозорими і димчастими зернами та з темних мінералів.

Зразок № 2 взято на глибині 3,55—4,35 м.

З глибини 4,35 м починається дрібний пісок, завгрубшки 40 см, що донизу переходить у грубозернястий; цей останній залягає нерівними, часто лізуватими просмушками, де знову таки трапляються буро-жовтаві просмушки, властиві взагалі всьому поверхові шків даного кар'єру 1,80 м.

3. Горизонт надзвичайно тонкодрібнозернястого піску, що має в собі хвильсті вохряного кольору прошарки глибиною 2—3 см з виклинюванням; є незначна домішка темних мінералів та каоліну, що залишає на пальцях білясте зафарблення.

Зразок № 4 взято на всій глибині.

В поверхсі полтавських пісків відрізняємо три горизонти:

горішній — дрібний пісок

середній — середньозернястий пісок

долішній — тонкозернястий пісок.

Між Караваєвими дачами та кол. Кадетським гаєм на півдорозі між ними останець плато, напівзмитий у долині р. Либеді ближче до правого схилу плато.

Останець зв'язується з плато делювіальним шаром, що вкриває корінну породу, яка трохи розмита, але спільна для останця й плато; тому цей останець треба назвати півостанцем.

Півостанець має банювату форму, невеликого розміру, закруглений, до 250 м і більшого діаметру.

Його прорізано шляхом, де прокладено залізничу колію.

Примітка. Маршрут: від кол. Кадетського гаю треба йти в напрямку Караваєвих дач новою залізничою колією, дотримуючи правого схилу Либеді.

(Залізниця Київ-Фастів залишається праворуч від зазначеного напрямку).

Укриття поверхні півостанця таке:

1. Шар морени, перевідкладеної, верстованої, яку підстелює негрубий, до 15—20 см, шар середньозернястого сіро-жовтавого піску 2,84 м.

2. Полтавський поверх:

а) пісковик злегка цементований, крихкий, нерівно — вгорі інтенсивніше — цементований, легко розбивається, глибина — 0,32 м.

б) пісок сірий, збагачений на каолін, від чого плямисте забарвлення з білястими плямами, на всьому профілі; пісок в'язкий, вогкий, дрібнозернястий, зерна вкриті каоліном, який з поверхні змивається і зерна яснішають. Каолін у формі пилуватої маси. На поверхні звітрення в місцях скупчення каоліну спостерігається цементация, що при розчищенні на глибину зникає.

В горизонті трапляються вохряно-жовті плями, почасті горизонтальні. 3,0 см.

Зразок № 5 з глибини першого метра.

Зразок № 6 з глибини третього метра.

Відслонення № 4. Між кол. Кадетським гаєм та Караваєвими дачами близько других, на віддалі до 1 км, в кінці правого схилу плато до долини р. Либеді півостанець з'єднаний з плато підвищеною перемишкою банюватої форми загальної висоти над долиною Либеді до 8—9 м.

Зазначений останець розробляє „Більшовик“ з боку Караваєвих дач. У неглибокому кар'єрі, що являє проріз скраїни останця, виступають:

1. Наметневий суглинок, буро-жовтуватий з наметнями кристалічних порід, в'язкий, невідсортований, місцями червонобурий; він укриває всю поверхню

банюватого півостанця, і глибина його на схилах зменшується в наслідок змивів 3,0 м.

2. Пісок полтавського поверху, вгорі зцементований (не відбивається лопатою), сірий з вохряно-жовтуватим забарвленням в окремих місцях, нижче поступово з меншою цементацією.

Глибина зцементованого горизонту (в кар'єрі) 2 м.

Загальна глибина 3,0 м.

Зразок № 7 з горішньої частини на глибині 1 м.

Зразок № 8 з долішньої частини на глибині 2—3 м.

Нижче останця в бік долини викопано яму, де брали пісок. Тут у горішній частині пісок міцний, середньозернистий. Нижче він подекуди переходить у дрібний, нежирний.

Пісок близько поверхні звітрення зцементований, нижче розсипчастий.

Відслонення № 7. На N від „Більшовика“, на віддалі до 1 км проти Кінофабрики, на правому схилі верховини р. Либеді з лівого боку дороги від „Більшовика“ до Лук'янівського кладовища; широкий кар'єр, розкопаний (безладно) на різну глибину. В NW частині вищий; на поверхні й у горішній частині на глибині від 0,50—1,0 м трапляється подекуди згружений матеріал, складений з грубого піску та густих наметнів, пересічно 10 см діаметром (баласт), що являв собою рештки розмитой морени.

Нижче залягають:

1. Четвертинні яносірі піски, дрібно- й нерівнозернисті кварцові, з домішкою зерен темних мінералів, пилюваті. У всьому горизонті, а особливо в горішній частині до 1 м завгрушки простежуються похилі за сучасним рельєфом буро-жовтуваті, трохи зцементовані залізястими півтораокісними просмушками в 5—20 см; кількість і глибина їх донизу зменшується до 5—11 см.

В яносірому піску густа пунктація манганово-залізястих солей . 2,05 м.
Зразок № 11 з глибини 1,05—2,05 м.

Відслонення № 9 по дорозі з Осіївської вулиці на Лук'янівці до єврейського кладовища; перед початком останнього з правого боку дороги в глибокій дорожній виїмці відслонено:

1. Сучасний ґрунт яносірий, лісовий.

A 20 см

B 10 см, попелястий горизонт.

B₂ 30 см сіро буруватий.

B₃ 30 см бурий, червоно-бурий, призматичний.

Загальна глибина ґрунту 0,90 м.

2. Лес сіро-жовтавий, вилугований від карбонатів, суглинясто-супіскуватий, ніжний при розтиранні. В горизонті спостерігається похило-хвилясті буро-червонуваті просмушки; донизу він ясніший з видимою карбонатною лінією скипання з НСІ 0,90 м.

3. Сіро-половий лес, злегка суглинястий, грубо- й тонко-шпаристий з густими карбонатними трубочками, що іноді легко відпрепаровуються та густо скупчені на площинах окремоостей 1,47 м.

4. Горизонт сіро-жовтавого піску, дрібнозернистого, дрібноверстованого, слабо бурить з НСІ. В самому низу вилугований 0,55 м.

5. Поверх лесу сірувато-полового, з вохряно-жовтою й темною пунктацією (манганово-залізясті солі), з рідкими карбонатними трубочками, з дуже виразно зрізаною горішньою межею та повільнішою долішньою 1,15 м.

6. Пісок дрібнозернистий, нерівний, часто кварцовий, сіро-жовтавий. Відслонено 1 м.

Відслонення № 10. По дорозі від Лук'янівського кладовища в напрямку на Куренівку, на найвищому плато, на початку схилу до Сирецької балки (Сирецький район) безладно розкопаний кар'єр завширшки до 60 м

і завдовжки до 100 м. На поверхні розкопаних пісків трапляються скупчення наметнів кристалічних порід різного розміру — 1—15 см, а рідко й 37—60 см. Описано в N частині кар'єру вертикальний його бік.

1. Попільняковий ґрунт на піску, з буро-жовтавим ілювіальним горизонтом, почасти зцементованим, верстуватим, розламується на горизонтальні дрібні платівки (в горизонті трапляються досить густі дрібні наметні, а подекуди супіскувата порода з наметнями) 1,50 м.

2. Сіро-жовтуватий чи ясносірий, верстований з буруватими (до 3—5 см завгрубшки) зцементованими і більш глинястими просмушками, пісок середньозернястий, кварцовий, нерівний, з незначною домішкою пилюватих часток. Кварцові зерна здебільшого чисто прозорі, серед яких є чимало забарвлених то залізистими солями, то димчастих, а зрідка зерна польовику та темних мінералів. Серед піску зрідка трапляються дрібні наметнячки кристалічних порід з пересічним розміром 0,5 × 1 см.

Піски верстуваті, верстованість мішана, вгорі діагональна й похила, внизу горизонтальна. Відслонено 3,20 м.

Зразок № 13 на глибині 2,20—3,20 м.

Відслонення № 11. Праве відгалуження Сирецької балки, передостаннє до її устя, проти цегельного заводу № 3. Верховиною відгалуження це підходить до найвищого банюватого плато, що міститься між Бабиним Ярмом та Курєнівкою. Верховини відгалуження закриті, лише в усті його по обидва боки виступають оголені породи. На правому схилі устя відгалуження помітні осуви на бурих і рябих глинах; ґрунтові води цього горизонту скупчуються в депресіях дна відгалуження. Біля самого устя відгалуження з правого боку в кінці схилу виступає:

1. Лесуватий суглинок перевідкладений 3,40 м.

Нижче розсипища неглибоким розчищенням виявлено:

2. Сизаво-сірі каолінові глини, піскуваті, де пісок розкиданий нерівномірно: подекуди глина досить мастка, ніжна, а подекуди піскувата і просто абгачена на каолін 1,0 м.

Зразок № 14 на глибині 30—60 см.

3. Каоліновий пісок, в'язкий, дрібний, сіро-сизавий (грубину не виміряно). Донизу схилу відслонення задерноване.

Відслонення № 19. Устя Бабиного яру, лівий бік, на початку долішньої частини яру. У водоміях на урвистому схилі, вгорі вертикальному і внизу положистому виступають:

1. Лесуватий, супіскуватий суглинок, сіро-половий, трохи жовтавий, рідко шпариистий, з чистими, слабо виявленими трубочками по шпарах, які скупчуються нерівно, плямами; на відслоненні порода відслонюється стовпчиками. В масі пилюватого матеріалу трапляються рідкі окатані дрібні кварцові зерна; горизонт поверстований, досить піскуватий.

Згори горизонт укритий делювіальним матеріалом, завгрубшки до 1 м ґрунтом, донизу через піскуваті просмужки переходить у пісок.

Грубина лесуватого суглинку 3,0 м.

верстуватого 2,6 м.

Загальна грубина поверху 5,5 м.

Зразок № 24.

2. Пісок четвертинний, сіро-жовтуватий, середньозернястий, помітно верстований за мехскладом, з рідкими дрібними кристалічними наметнячками та амками фауни.

Грубина видима по схилу 7 м.

Зразок № 25.

Відслонення № 26. Вище по схилу проти крутого лівого повороту в Кирилівській вулиці (буд. № 85) на Макарівську (лівий поворот

шоє в зазначеному напрямку). Над полтавським поверхом на поверхні рівної тераси (розмиву) виступають:

1. Рябі глини з сизими та жовтими плямами, трохи піскуваті, в'язкі, важкі, подекуди більш піскуваті; в горизонті зрідка трапляються вапняні конкреції; розпадаються на призмуваті різного розміру окремоті з гострими ребрами; донизу порода більш мастка й глиняста; головні відтинки сірво-сизий та жовтий більше плямами, а на жовтому фоні часто трапляються вохряні (кров'яні) плями різного розміру. Долішня частина породи при висиханні дає призми більшого розміру, вертикально-втягнуті 3,6 м.

Зразок з горішньої частини № 44.

Зразок № 45 з долішньої частини, з глибини 2,5 м.

Відслонення № 56. Флорівська гора з боку Воздвиженської вулиці, проти будинку № 17-19. Високе урвисте відслонення плато.

1. Суглинок сіро-сизавий, в жовтуватими плямами, нижній, дрібно-піскуватий, пилуватий, вилугований від карбонатів, тонко-верстуватий, платівчастий; розмір платівок 2—3 см і більший — до 30 см; серія платівок іноді має одне забарвлення, трапляються просмужки борошнуватого складу, дрібні з бурим забарвленням; горизонт свіжий, зрідка є манганово-залізяста пунктація; донизу порода грубіша і більш піскувата. Грубина 2,20 м.

2. Пісок четвертинний, жовтавий, вгорі вохряно-жовтий, у самому низу ясніший, сіро-зелений, дрібний, середньозернястий, з дрібними залізястими конкреціями й густим іржавим забарвленням, трохи пилуватий, унизу свіжий. Схил 2,60 м — 43° 1,80 м.

3. Лесуватий суглинок сіро-сизавий, в зеленкуватим відтинком, суглинясто-супіскуватий, ніжний, рідко-шпаристий, вилугований від карбонатів, унизу через звогчення набуває темнувато-сизого відтинку 3,50 м.

4. Бурі та рябі глини — сизі, масткі з вохряно-жовтими плямами, вогкі 2,50 м.
Зразок № 73.

5. Полтавський поверх:

а) глинясто-каоліновий горизонт, сіро-сизавий до 20 см завгрушки.

б) зцементований пісок, яснобілий.

в) пісок білий, розсипчастий.

Загальна грубина полтавського поверху 27,4 м.

Відслонення № 71. Солом'янка, вул. Мокра проти буд. № 66. Кар'єр у долині і виходить до вулиці. В кар'єрі залягають піски з поверхві, без покрівлі. Піски вивозять на будівлі й Ленкувню для ливарного цеху. Пісок сіро-жовтуватий, дрібно-й середньозернястий, трохи пилуватий (при звогченні збивається в крихкі комки), верствується з більш пилуватими і дрібнозернястими просмужками, а також з просмужками грубшого піску. Відслонено . 8,5 м.

Зразок № 87 на глибині 2 м.

Зазначені піски вкривають дно широкої балки в формі останця.

Відслонення № 74. Батиева гора, долішня третина крутого схилу плато напроти залізниці, між 8 та 10 лініями, що виходять до залізниці. Осуви на бурих і рябих глинах. Горішня третина схилу вкрита лесом, що дає урвисті стінки, середня й долішня — тою масою, що сповзає вниз, і лише на окремих розірваних виходах у масі спостерігається матеріал бурих і рябих глиня-

1. Каолінова глина полтавського поверху, ніжна, мастка, сіра, місцями сіро-білувата, внизу та вгорі з темнуватосірими просмужками, до 30—40 см. Глина при висиханні зовсім біла. У відслоненні, з якого її вибирають, виступає над рівнем залізничної колії на 1,5 м. Відслонено 2 м.

Зразок № 90 в середині горизонту.

Родовище каолінової глини міститься в кінці схилу, на якому вище відбуваються осуви, а з другого боку біля залізниці. Умови для експлуатації несприятливі. Можна використовувати лише частково, і то порозумівшись з Міськкомгоспом.

Відслонення № 75. Батиева гора, її скраїна в бік залізниці, між 10-ю лінією та Протасовим ярмом. Урвисте відслонення, характерне з одного боку білими пісками, а з другого — невеликими осувами, розвиненими в диркуватому вигнутті в бік плато в середній частині довгого загального відслонення. З правого боку 10 лінії, що спускається з Батиевої до Нововокзальної вулиці, початок названого відслонення проти садиби № 36 на 10-й лінії гори та проти № 32 Нововокзальної вулиці. Покрівля представлена ґрунтом 0,5 м завгрубки. Майже зверху залягає ряба глина, що підходить до огорожі садиби № 36.

1. Ряба глина сірого кольору, вгорі чистіша. Зразок № 91 взято з горішньої частини; нижче вона з частими вохряно-жовтими плямами.

Зразок № 92 взято з долішньої частини; повільно донизу стає піскуватіша, переходячи майже непомітно в нижче уложений горизонт 5 м.

2. Полтавський поверх: а) сірий, дрібнозернястий пісок, трохи зцементований каоліном, глинястий, в'язкий, ґрубина 5 м.

Зразок № 93 з горішньої частини.

Зразок № 94 з долішньої частини.

б) Пісок білий, розсипчастий, дрібнозернястий.

Зразок № 95 на глибині від своєї поверхні — 7 м.

Загальна ґрубина поверху відслонена до прямого повороту 10 лінії на Нововокзальну вулицю 15 м.

Відслонення № 76. Батиева гора, відслонення описане під № 75, середина відслонення.

1. Лес, угорі типовий, донизу перевідкладений і підстелюється давнім алювієм, що складається з піскувато-глинястої маси, внизу якої верстований просток темної глини, розмиті й перевідкладеної, завгрубки до 0,50 м.

ґрубина лесу до 4 — 5 м.

ґрубина делювію 1,5 м.

2. Бурі глини, червоно-жовтаві; вгорі, завгрубки 0,40 м темніші; нижче буро-жовтаві, що поступово збільшують донизу жовтаве забарвлення, ґрубина останнього 50 см; в самому низу горизонт завгрубки 40 см, переважно жовтавий.

Три згадані горизонти легко відрізняються на профілі, але долішній найяскравіше межує з нижче уложеним поверхом. Загалом бурі глини досить поступово переходять у підлегли рібі. ґрубина 3 м.

Відслонення № 80. Правий схил плато до долини річки Либеді між Протасовим ярмом та Байковим кладовищем, саме між трикотажною фабрикою та найближчою залізничною будкою. Довгий поступовий схил плато круто обривається над долиною Либеді, даючи відслонення в вертикальними лесовими стінками, нижче задернованими делювієм. Другий ярк за Києвом близько залізничної будки з лівого боку устя має такі виходи:

1. Лес до 2—3 м завгрубки. Нижче схил задернований.

2. Харківські піски сірувато-зеленкуваті, дрібнозернясті, глинясті виступають над рівнем залізничної колії.

Увага. Харківський поверх відслонюється над дном долини Либеді вперше, рахуючи від верхів'я.

Відслонення № 81. Широка балка тягнеться в напрямку від с. Совок долини Либеді і виходить на останню між Байковим кладовищем і Сталінкою.

Ближче устя та під правим схилом у долині надibuемо два підвищення, не в яких, далі від устя, низьке, а друге, ближче до Либеді, вище і вкри-лесом. Перше підвищення міститься на заулку Луговому проти буд. № 9, друге відмежовується від першого зниженням, по якому проходить вулиця ометівська.

Підвищення перше, неширокої площі, чимало розмите. Висота його до 10 м. дається з пісків дрібно- й середньозернястих, нерівнозернястих і з обка-

таними кварцовими зернами. Серед останніх трапляються грубі зерна до 2 мм діаметром. Горизонт пісків верстований. Подекуди проверстки піску мають вохряно-жовте забарвлення і значну цементацію (зцементовані проверстки дрібного розміру).

Відслонення № 86. Яр між Сталінкою й Голосієвим, над дорогою від Електротехнічного завулку (по дорозі з Деміївки на Жуляни, біля ветеринарного пункту) на Голосієво, яка перетинає названий яр.

Лівий схил до яру. Для дороги зроблено виріз на схилі. Яр завмерлий з закритими схилами, приймає в себе бічні ярки, що іноді дають відслонення (бічні ярки напівдіючі); яр загалом лежить на дні балки з положистими схилами, з яких правий (з боку Голосієва) крутіший за лівий. Балка починається недалеко від с. Жулян і виходить на Сталінку (Деміївку).

Околиці балки, найвище плато по дорозі з Сталінки на Жуляни, вкрито флювіогляціальними пісками (садиба Укртехжиртресту, район будинків над дорогою), серед яких трапляються кристалічні дрібні наметні (з поверхні над дорогою).

Відслонення штучне (проріз) з лівого боку дороги.

1. Сіро жовтаві піски, середньозернясті, угорі верстовані з дрібними проверстками глинястого піску та проверстками грубозернястого (глибина проверстків 1—5 см); донизу піски однорідніші, дрібнозернясті, різнозернясті, кварцові з рідкими зернами темних мінералів. Відслонено 5 м.

Зразок № 102 на глибині 1,50—2,50 м.

Увага. Район балки є зручне для експлуатації вложще четвертинних пісків.

Відслонення № 89. Сталінка, цегельня № 9. Урвистий схил плато. Цегельня використовує київський поверх.

1. Лесова товща видима до 2 м.

2. Полтавський пісок, сіро-білуватий, середньозернястий угорі, донизу дрібнозернястий з каоліном, розсипчастий. Грубина середньозернястого 2 м.

Зразок № 106 з глибини 1—2 м.

Грубина дрібнозернястого 3 м.

Зразок № 110 — з глибини 4—5 м.

3. Харківський поверх:

а) Глинястий поверх звогчений 2 м.

Зразок № 107 з глибини 1—2 м.

б) пісок дрібнозернястий, зеленуватий, трохи глинястий з домішкою глауко-нітових зерен 2 м.

Зразок № 108 з глибини 4 м.

а) пісок розсипчастий, сірувато-зелений 5 м.

Зразок № 109, з глибини 6—7 м.

4. Київський наглинок 9 м.

Зразок № 111 на глибині 1—2 м.

5. Київський мергель. Відслонено 11 м.

Зразок № 112 з глибини 19—20 м.

Відслонення № 90. Печерське, лівий схил плато до долини р. Либеді, глибокий напівдіючий яр, що починається біля шпиталю і виходить на Червоноармійську вулицю до Сталінки, між Печерським та Ново-Печерським завулками. Горішня його частина тягнеться в горішній частині схилу, долішня входить у межі забудованого району. Схил тягнеться до Володимирського базару.

Середня частина яру, ліве його відгалуження, коротке.

На схилах яру виступають четвертинні піски й делювії, а в лівому відгалуженні:

1. Бура глина, жовтава з сизими плямами, густою мангановою пунктацією й бобовинами, досить пухкими; при висиханні темніша; в рідкі вапняві конкреції; мастка, важка 4 м.

Зразок № 113 з глибини 2 м.

2. Полтавський поверх:

а) каолінова глина, мастка, жирна, сіро-сизава, з густими вохряно-жовтими плямами, які донизу рідшають.

Однорідний глинястий склад простежується на глибину до 25 см, а нижче порода стає більш піскувата, але мастка й липка 0,25 м.

б) зцементований пісок, в'язий, середньо-й дрібнозернястий.

Зразок № 115.

в) пісок жовтавий, дрібнозернястий, липкий, звогчений, з каоліном.

Відслонено 1 м.

Зразок № 116 на глибині 8 м.

Увага 1. Каолінова глина у відслоненні має більшу глибину, а розчищенням виявлено значно меншу. Тому збільшення глибини у відслоненнях треба поставити в зв'язок з виконанням каоліну з горішніх горизонтів полтавського поверху, який далі в глибину плато залягає трохи вище. Води стікали по схилу до відслонення з більших висот плато. Над Полтавським поверхом залягає верства вохряно-жовтих перевідкладених рябих глин, завгрубшки 0,35 м, в яких трапляються кристалічні наметячки: ще вище—проверсток бурих глин до 35 см. Всю цю товщу вкриває делювій до 1,5 м завгрубшки, а зверху лесова товща до 2 м. Отже покривлі до 5,5—5 м над полтавським горизонтом.

Увага 2. Піски трохи зцементовані, глибиною зерна відповідають тим, які трапляються в кар'єрі „Більшовика“ біля Караваєвих дач.

Увага 3. Маршрут до відслонення такий: трамваем № 1 до Володимирського базару, далі на Печерське Печерським завулкум, а в кінці завулку, перед виходом до більших висот схилу, повернути ліворуч, там починаються ліві відгалуження названого яру. Розчищення зроблено в відгалуженні, що лежить ближче до верхів'я яру, біля високого виступу плато.

Відслонення № 91. Печерське, лівий схил р. Либеді, проти Прозорівського завулку, що тягнеться від кінця схилів плато через Митрофанівський завулок до Червоноармійської вулиці.

Кар'єр, де полтавський горизонт використовують на скло (Червона Гута).

Кар'єр міститься на лівому схилі до короткого яру, що прорізує долішню частину схилу плато. У верхів'ї цього ярка виступає:

1. Зцементований полтавський пісок, середньозернястий, більш-менш рівнозернястий, зерна трохи видовжені з тупими та гострими кінцями, чимало є зерен закруглених; поверхня кварцових зерен укрита поволокою каоліну і тому пісок липкий при промиванні зерна ясні прозорі. Глибина 4 м.

Зразок № 132 на глибині 2 м.

Трохи нижче по схилу починається кар'єр, укритий зверху делювієм завгрубшки до 1 м, під яким виступають:

2. Дрібнозернястий розсипчастий пісок, трохи каоліновий, чистий, рівнозернястий з бурими рідкими дрібними просмушками.

Зразок № 117 на глибині 3,5 м.

Зразок № 118 на глибині 1 м.

Загальна глибина 5,5 м.

Увага. Піски зверху вкриті бурими глинами, що вкривають схил плато. На бурих глинах помітне сповзання делювіальних мас.

Відслонення № 94. Чорна гора на Печерському, південний схил плато до долини р. Либеді, діючий яр, що починається далеко на плато й проходить до долини, залишаючи по лівій бік селище Ленінське. Між яром і цегельнею вирівнена скраїна плато.

У верхів'ї яру виступають:

1. Бура глина до 2 м, яка вкриває вищі схили плато; її прикриває делювіальний суглинок.

2. Горизонт білувато-сірого піску полтавського поверху, піски середньо-зернясті, каолінові, липкі, розсипчасті, з вохряно-жовтими проверстками;

Зразок № 123—з глибини 1 м.

Зразок № 124—з глибини 2—3 м.

В горішній частині поверху є дрібні лусочки зцементованого каоліном піску. Низ задернований, до 3 м.

Нижче з правого боку:

2. Горизонт білих полтавських пісків, надзвичайно дрібнозернистих, до пілуватого розміру; зерна чисті, прозорі, кутуваті, серед них часті крупинки каоліну. Горизонт угорі виразно верстований (перевідкладання зв'язане з схилом плато) з вохряно-жовтими просмушками та більш глиняними. Відслонено 10 м.

Зразок № 125.

Піски з даного ярка використовувала Червона гута 1931 р.

У вага. Відслонення можна використати; шлях ярком до 300 м до залізниці. Покривля незначна, особливо вперек схилу плато.

Відслонення № 97. Звіринець, скраїна плато над Дніпром, між Видубецьким Манастирем та залізничною колією; урвисте, оголене й почасти вкрите делювієм відслонення, де виступають:

1. Рябі глини до 2 м.

2. Полтавський поверх:

а) Пісківець, крихкий, слабо зцементований, сіробілуватий, з жовтими відтінком, збагачений на каолін; легко розбивається на дрібні зерна, вкриті з поверхні каоліном. Горизонт дає у відслоненні вертикальну стінку. На поверхні профілю жовті плями інтенсивного забарвлення 11 м.

Зразок № 127 з долішньої частини.

в) Білий пісок, дрібнозернистий, розсипчастий, каоліновий; зерна дуже дрібні, в масі рівні, гострокутні, видовжені, чисті й прозорі.

В горизонті трапляються дрібненькі просмушки середньо- а подекуди й грубозернистого піску; в самому низу горизонту залягає буровугільний глинястий поверсток, 40 см завгрубшки 14,50 м.

Зразок № 128 з середньої частини.

3. Харківський поверх:

а) Зеленувато-сірий з жовтими відтінком пісок, дрібнозернистий, трохи глинястий, з частими дрібними глауконітовими зернами. Зерна видовжені і мають гострі й тупі кінці. Чимало лусочок мусковіту 8,45 м.

Зразок № 129 на глибині 7,45 м.

б) Горизонт глинястого піску, на якому збирається ґрунтова вода, видима глибина 2 м.

4. Київський поверх, представлений угорі наглинком, вкритим з поверхні делювіальною масою.

Виступає над рівнем дніпрової води на 23,30 м.

Експлуатація можлива.

Література

1. Формовочные материалы, Объединенный научно-технический Совет в Ленинграде (ОНТС), Научно химико-техническое изд., 1930.
2. Біленко Д. К., 3-верстове геологічне зймання київського аркуша 9-XXII.
3. Берг П. П., Косвенное определение влажности путем определения высот, „Литейное дело“, № 6, 1930.
4. Дерочинский И. Д., Исследование формовочных песков „долин“, № 1, 1931.
5. Зверев Н. С. и Ярко С. И., Исследование формовочных материалов, „Литейное дело“, № 7—8, 1930.
6. Карлов К., Формовочные материалы, их происхождение, свойства и приготовление, Гостехиздат, Москва, 1931.
7. Лемир Т. Е., Гинзбург Л. А., Исследование формовочных материалов, „Литейное дело“, № 3, 1930.
8. Личков Б. Л., К характеристике вандрового ландшафта окрестностей Киева, Известия Академии Наук, № 12—14, 1927.
9. Липківська Г. В., Розвідкові роботи на глину коло Вишгорода та в м. Києві. Бюлетень УРГРУ, № 3—4, 1929.
10. Орлец, Теория и практика исследования формовочных материалов, „Металлург“, № 1—2, 1930.

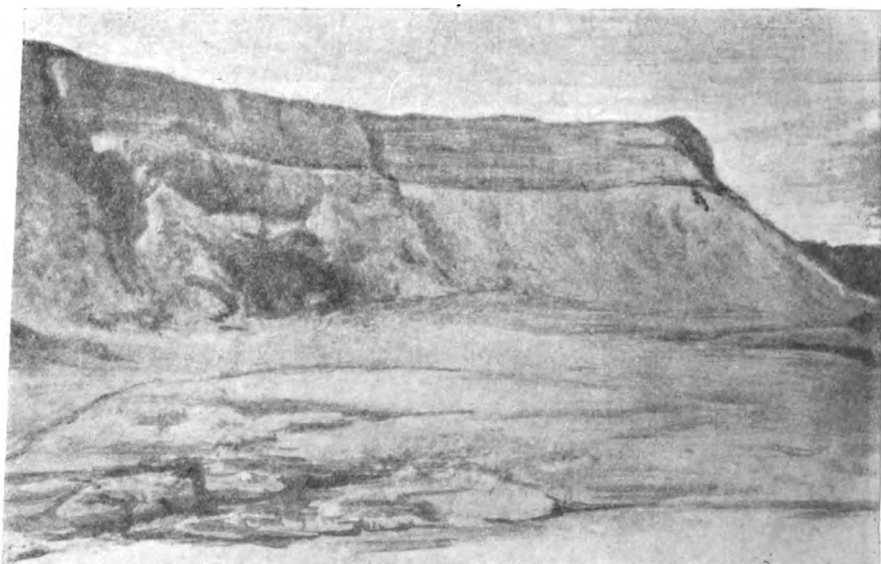
До статті Д. К. Біленка і В. П. Підгаєцького



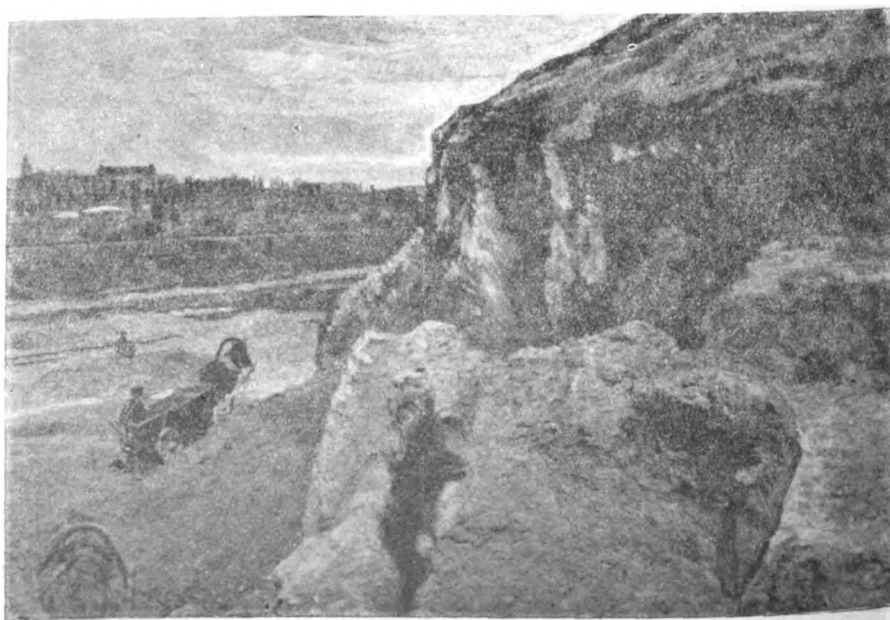
Мал. 1. Долина р. Либеді. В глибині краєвиду напівостанець плато.



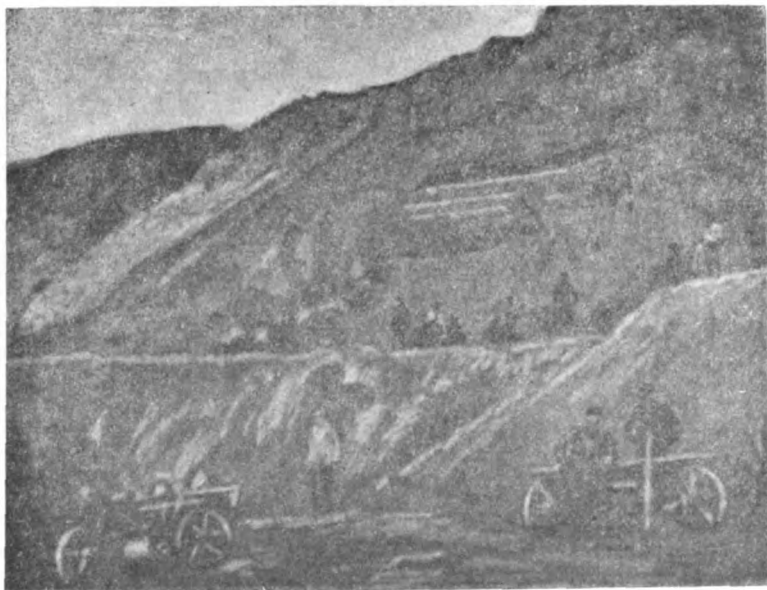
Мал. 2. Кирилівський яр на Лук'янівці. При гирлі яру з правого боку" виходи харківського псверху.



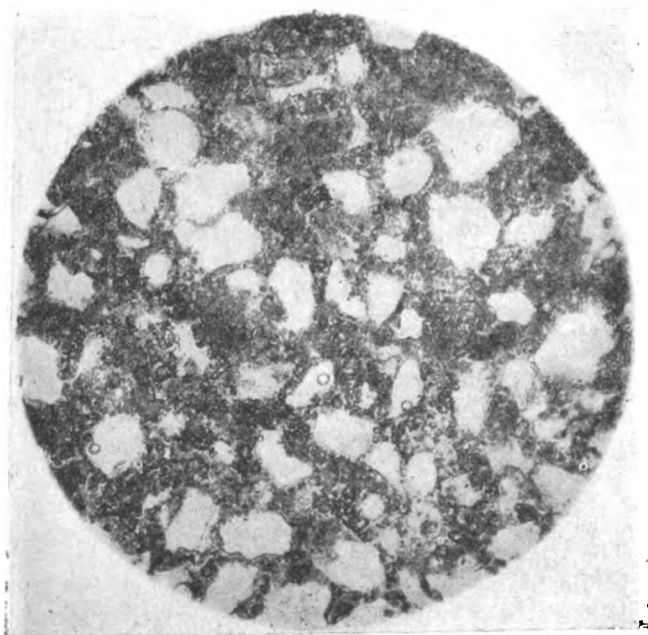
Мал. 3. Долина р. Либеді, близько кол. Кадетського гаю. Кар'єр заводу „Більшовик“ і Ленкузні. Зверху і до низу полтавські піски.



Мал. 4. Долина р. Либеді близько кол. Караваєвих дач. Кар'єр заводу „Більшовик“. Виходи зцементованого поверху полтавських пісків.



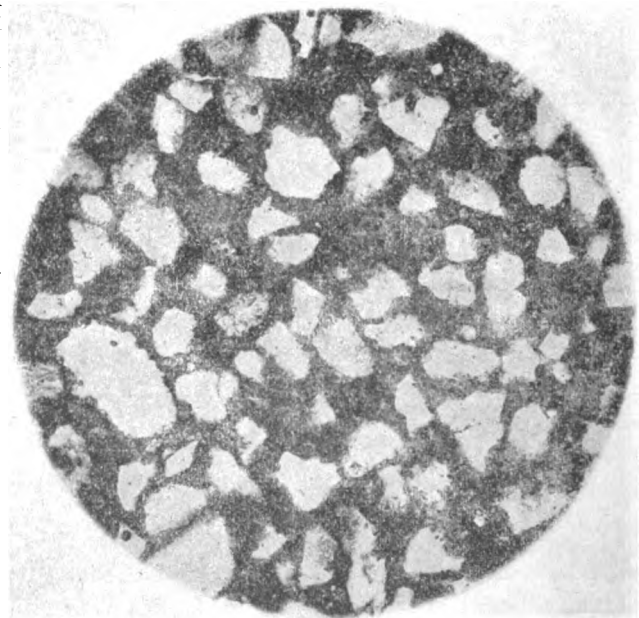
Мал. 5. Юрківський яр на Подолі. Кар'єр кар'єроуправи Комунальділу. Відслоєно полтавський і харківський поєври.



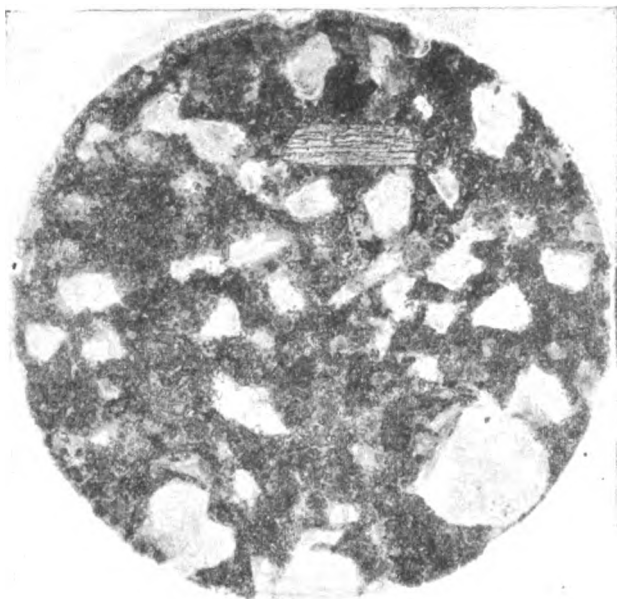
Мал. 6. Шліф № 170.



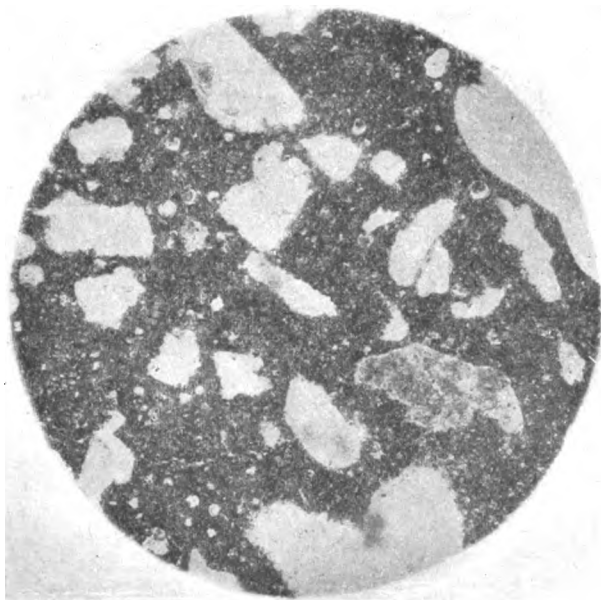
Мал. 7. Шліф № 173.



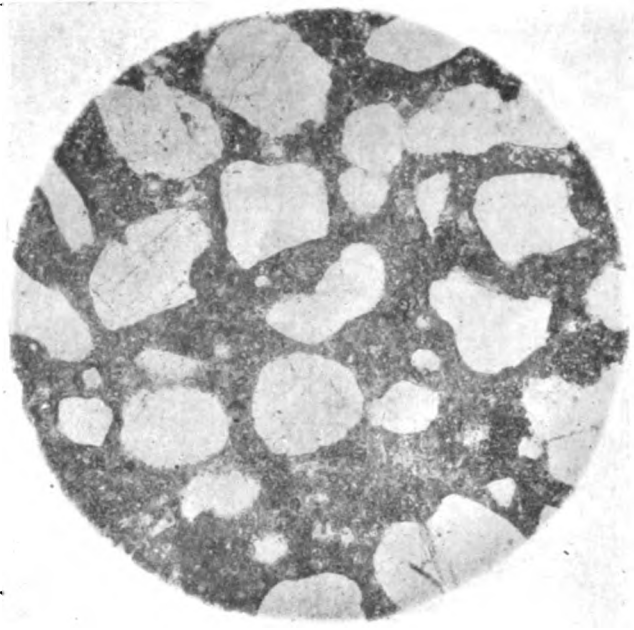
Мал. 8. Шліф № 174.



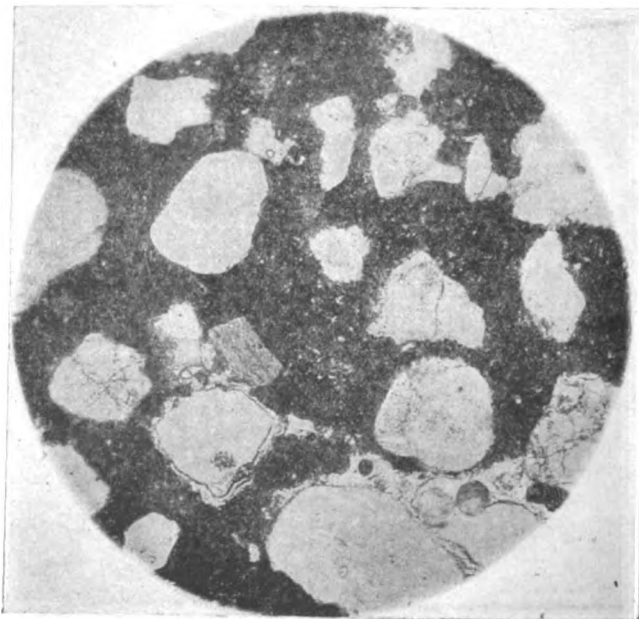
Мал. 9. Шліф № 162.



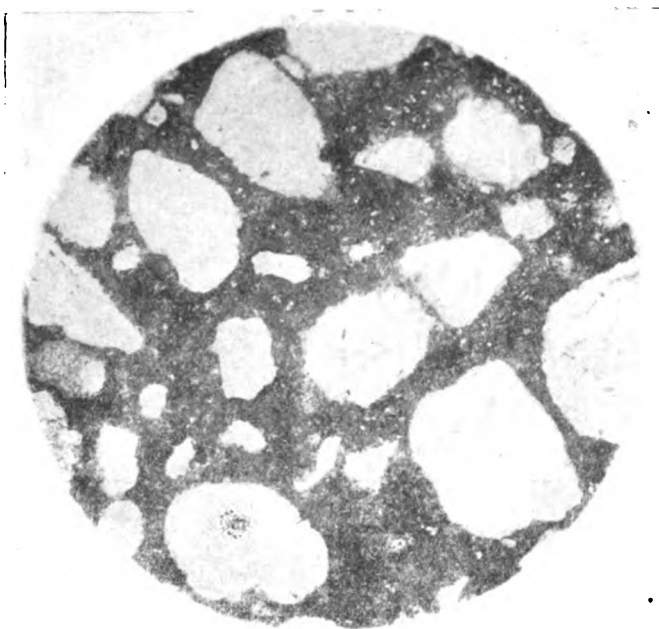
Мал. 10. Шліф № 156.



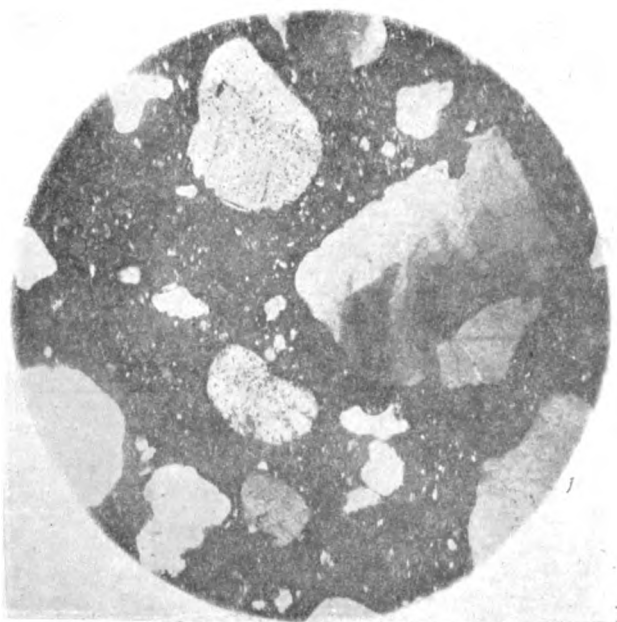
Мал. 11. Шліф № 126.



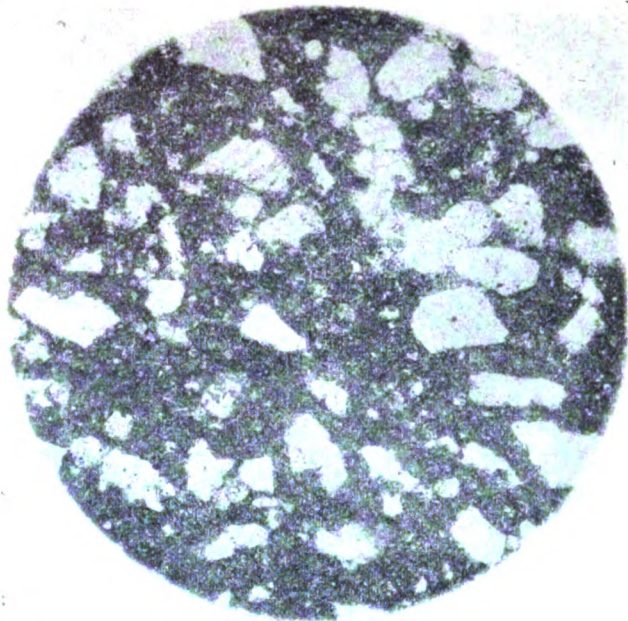
Мал. 12. Шліф № 124.



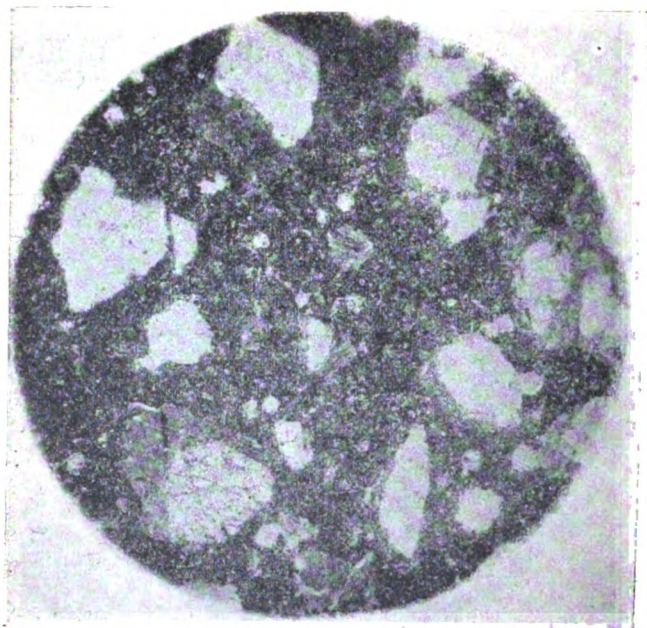
Мал. 13. Шліф № 78.



Мал. 14. Шліф № 74.



Мал. 15. Шліф № 77.



Мал. 16. Шліф № 93.

11. Пальм В., Контроль над формовочным песком, „Вестник металлопромышленности“, № 5—6, 1927.
12. Рубцов Н. Н., Заводские методы исследования и использования формовочных материалов, „Вестник металлопром.“, № 1—2, 1926.
13. Соболев Д., Про четвертинні поклади та будову поверхні Київського Полісся, Праці Харківського товариства дослідників природи, вип. 3, 1930.
14. Туманский А. А., Геологическое обследование подмосковных песков, „Литейное дело“, № 5, 1930.
15. Тутковский П. А., Геологическое исследование вдоль Киево-Ковельской железной дороги, „Известия Геол. ком.“, том XXI, 1902.
16. Усов В., Лучшие пески для формовки стального литья, „Предприятие“, № 7, 1929.
17. Фризон С., Формовочные свойства земель, употребляемых в литейном деле и методы их контроля, „Техника и производство“, № 5, 1927.
18. Чернышев А. И., Влажность формовочной земли и ее значение в литейном деле, „Литейное дело“, № 4, 1930.
19. Чирвинский В. Н., Геологический путеводитель по Киеву, УВГК, Київ, 1926.
20. Чирвинский В. Н., О древнейших левобережных террасах Днепра на участке между Киевом и Золотоношей, Киев, 1931.
21. Шумилов Н. П., К вопросу получения синтетических формовочных земель, „Литейное дело“, № 1, 1930.
22. Н. Т., Определение крепости формовочной земли на сжатие, „Литейное дело“, № 9—10, 1930.
23. Н. Т., Определение огнестойкости формовочного песка, „Литейное дело“, № 9—10, 1930.

Пояснення до мікрофотознімків шліфів.

№ 101.

Шліф 162, 170, 173, 174 — зразки взято з відслонення № 46. Зелений, дрібнозернистий харківський пісок.

На фотомалюнках помітні темні, круглястої форми зерна глауконіту, ясні кутуваті зерна кварцу. В шліфі 162 зерно видовженої форми з помітним двояковим штрихуванням, в плагіоклаз (Докладно див. петрографічний опис).

Шліф 156. Зразок з відслонення № 4. Сірий, середньозернистий пісок полтавського поверху. Видно конфігурацію кварцових зерен. На зернах злегка помітне хвилясте загасання.

Шліф 126. Зразок з відслонення № 96. Четвертинний пісок. Помітні зерна кварцу, переважно круглястої форми. На зернах помітні сліди корозії.

Шліф 124. Зразок з відслонення № 94. Сірий, середньозернистий пісок полтавського поверху. Помітна конфігурація кварцових зерен. В центрі невеличке видовжене темне зерно біотиту, поблизу останнього кварцове зерно має помітну темну облямівку вторинного наростання кварцу.

Шліф 78. Зразок з відслонення № 61. Сірий пісок борової тераси р. Дніпра. Помітні зерна кварцу, добре обкатані.

Шліф 84. Зразок з відслонення № 58. Четвертинний пісок з задрового краєвиду. На зернах ознаки корозії. На великому кварцовому зерні помітна катакластична структура.

Шліф 77. Зразок з відслонення № 59. Четвертинний пісок. На фотомалюнку помітний розмір і конфігурація кварцових зерен. Подекуди на кварцових зернах помітні ознаки корозії.

Шліф 93. Зразок з відслонення № 75. Сірий каоліновий пісок полтавського поверху. На деяких зернах кварцу помітне хвилясте загасання в поляризованому світлі. Збоку на великому зерні кварцу, що має всередині зерно меншого розміру, помітно вторинне наростання кварцу.

ZUSAMMENFASSUNG

Das faktische Material, das im Jahre 1932 auf dem Felde gesammelt war, systematisierten wir nach den Bedingungen des Reliefs, das erforschte Territorium in solche Gebiete einteilend: 1. das Tal des Lybed-Flusses, 2. das rechte ursprüngliche Ufer des Dnipro, 3. das Wasserscheideplateau zwischen dem Dnipro und dem Lybedsystem, 4. die Sand- und Wiesenterrasse des Dnipro.

In der Folge der Arbeiten war die Karte angefertigt, wo die Ausgehenden der Sandmassen aller stratigraphischen Stufen und auch solcher Gesteine, die mit Sandmassen zusammen angetroffen werden, eingetragen wurden. Zur Anfertigung

der Karte wurde topographisch der Massstab 1 Werst gleich 1 Zoll zugrunde gelegt.

Die metallurgischen Werke von Kyjiw verbrauchen im Zusammenhange mit der Entwicklung ihrer Betriebe mit jedem Jahr immer mehr Formrohstoff (in immer grösserer Quantität und von besserer Qualität). Die Sandmassen der Poltawa Stufe bilden einen solchen Rohstoff für den Stahlbetrieb, diejenigen der Charkow Stufe geben den Formrohstoff für den farbigen Guss und die Quartärsandmassen eignen sich für das Schmelzen des Gusseisens.

Unsere Arbeit verfolgt die Aufgabe Sandmassenlagerungen von bester Qualität den Werken zu zeigen.

Von unserer Karte und unserer Konsultation geleitet, können die Werke die von uns empfohlenen Entblössungen besichtigen und solche Sandmassen, die sich für sie am besten eignen, auswählen.

Die quartären Sandmassen bedecken die ziemlich weiten Flächen der nadelwäldigen, am linken und rechten Ufer des Dnipro gelegenen Terrassen und liegen auch auf der Oberfläche des Sandplateaus, das den bedeutenden nordwestlichen Teil des erforschten Territoriums einnimmt. Recht viele Entblössungen enthalten Sandmassen der nötigen Qualität. Das ist diejenige Abart der Quartärsandmassen, die sich durch mittlere und grobkörnige Zusammensetzung der Quarzkörner auszeichnet; die Körner zeichnen sich durch geglättete und abgerundete Form aus. Die Qualität einer solchen Sandmasse nimmt zu, wenn sie in ihrer Zusammensetzung lehmige Teile (nicht viele) enthält. Die Lagerungsbedingungen der Quartärsandmassen sind für die Ausbeutung ziemlich günstig, und ihre Vorräte sind (in Hinsicht der Verbreitung) ausserordentlich gross.

Die Poltawer (weissen) und die Charkower (grünlichen) Sandmassen treten in den vielen Entblössungen des ursprünglichen Ufers in den Seitentalfurchen und den Schluchten des Dnipro systems, wie auch in dem Tal der Lybed und in ihren hauptsächlichlichen Seitenfurchen (Sewska, Stalinska) hervor. Die überwiegende Mehrzahl der Entblössungen (ausser einigen Tälern der Lybed) enthält gleichzeitig die Lagerungen der Charkower und Poltawer Sandmassen. Ihre Ausbeutung wird erschwert durch die dicke Decke, die aus den bunten und den braunen Lehmen und höher aus der quartären Reihe des Lösses und Sandes besteht.

Während der Untersuchung wählten wir solche Stellen, wo die Decke von geringer Dicke war. Solche Stellen bilden die Ränder der langen Abhänge des Plateaus, wo die Decke bedeutend weggeschwemmt ist. Aber die mögliche Ausnutzung der Decke (der bunten und braunen Lehme, des Lösses) beseitigt bedeutend die erwähnten Schwierigkeiten. Grosse Hilfe leistet in dieser Beziehung jene grosse Anzahl der Ziegeleien, welche die Gesteine, aus denen die Decke besteht, schon ausbeuten.

Die allgemeine Ausbeutung durch die interessierten Organisationen ist also das beste Mittel zur rationellen Ausnutzung unserer Lager. Unter den letzteren kommen auch solche Entblössungen vor, wo die Decke fast völlig fehlt, so dass die Ausbeutung leicht möglich ist. Selbst solche Entblössungen in Erwägung ziehend, können wir von unseren aussergewöhnlich grossen Vorräten sprechen.

In den Poltawer Sandmassen unterscheiden wir zwei Horizonte. Der obere Horizont ist mit Kaolin angefüllt, das als Körnchen in der Masse der Quarzkörner angetroffen wird und die Oberfläche der letzteren mit feinem Häutchen bedeckt. Solche natürliche und gleichmässige Verteilung des Lehmstoffes in der Masse des Quarzsandes erhöht bedeutend seine Qualität, was im Quarzbetriebe der Giesserei des Werkes „Bolschewik“ nachgeprüft und bestätigt worden ist.

Der untere Horizont der Poltawa Stufe wird als ein feinkörniger und bröcklicher Sand charakterisiert (sein typisches Aussehen). Aber man begegnet ziemlich oft in solchem Sande Zwischenschichten von grobkörnigen Bestand. In der Gesamtmasse wird dieser Horizont in dem Giessereibetriebe auch gebraucht.

Die Charkow Stufe besteht auch aus Sandmassen zweierlei Gattungen: aus bröckligem und lehmigem Sand. Der lehmige Sand wird in den Ziegeleien als Beimischung zum Kyjiwer Mergel und der bröcklige Sand als Formgut in den Werken ausgenutzt.

Als feuerfesten Rohstoff können bunte Lehme und Kaolinlehme ausgenutzt werden. Die ersten stellen die stratigraphische Stufe des Untersuchungsgebiets dar, die anderen liegen zufällig an einzelnen Stellen. Den letzten Umstand verknüpfen wir mit den besonderen Bedingungen des Reliefs, wo Kaolinstoff angehäuft ist.

Unsere Untersuchungen, die hauptsächlich in der Zusammenstellung der Karte von Formsandmassen bestehen, betrachten wir als das erste Stadium der allgemeinen Erforschung des Formstoffes. Das zweite Stadium wird in der allseitigen Untersuchung der einzelnen Lager (der Ausgehenden) der Sandmassen bestehen, wobei die Angaben der Feld- und Laboratoriumsuntersuchungen in dem Betriebe geprüft und angewandt werden sollen. Die Frage wird in solcher Weise gestellt, weil sich alle Sandmassen durch Mannigfaltigkeit, wie in der wagerechten, so auch in der senkrechten Richtung auszeichnen. Somit soll das Studium der Ausgehenden der Sandmassen „individualisiert werden“ (auch das Studium der einzelnen Entblössungen), bis zuverlässige Kennzeichen der guten Qualität der Sandmassen geschaffen sein werden.

Das Studium der Sandmassen kann durch Erforschung (Schürfung) und Berechnung der Vorräte des Rohstoffes von nötiger Qualität beschlossen werden. Das ist schon das dritte Stadium der Arbeit.

ЗМІСТ

| | |
|--|-----|
| Проф. М. І. Безбородько, Монзоніти України | 3 |
| Аспір. В. Кривенко й Т. Лапчик, До петрографії Коцацького, Лоханського й Мена- ситецького порогів | 67 |
| К. А. Жуковський і І. С. Пѣдан, До геології та петрографії острова Перуна | 79 |
| І. Сагайдак, Умови інжекційного метаморфізму в околицях м. Городняці | 89 |
| І. Сагайдак, До характеристики пегматитів Волині | 119 |
| Л. Г. Ткачук, Докембрійські кристалічні породи та їх петрогенетичні взаємовідно- шення в районі водоборів рр. Тясьмину та Вільшанки | 149 |
| Гірк. інж. Ф. Лисенко, Родовище флоридинової долішньо-сарматської глинки в яру Гу- чисько на Кам'янецьчині (Поділля) | 177 |
| Д. К. Біленко, В. П. Підгаєцький, Геологічне дослідження формувальних пісків в околицях Києва | 181 |

CONTENTS

| | |
|--|-----|
| N. I. Besborodko, Monzonites of Ukraina | 3 |
| V. Krivenko and T. Lapchik, On the Petrography of the Crystalline Rocks of the Dnipro | 67 |
| K. Schukowsky und I. Pedan, Zur Geologie und Petrographie der Insel Perun | 79 |
| I. Sahaidak, The Conditions of Injection Metamorphism near the Village Gorodnitsa | 89 |
| I. Sahaidak, On the characteristics of the Volyn pegmatites | 119 |
| L. G. Tkatchuk, Die Präkembrischen kristallinen Gesteine und ihre petrogenetischen Beziehungen im Flussgebiet der Flüsse Tjasmin und Wilschanka | 149 |
| F. Lysenko, Deposit of lower Sarmatian floridine clay in the ravine Gouchisko in Podolia | 177 |
| D. K. Bilenko, W. P. Pidgaetzki, Geologische Erforschung der Formsande in der Umgebung von Kyjiw | 181 |

Київ. Облліт № 232. Видавн. № 75. Зам. № 1122. Тираж 800 прим. Ф. паперу 72 × 105 см.
Вага паперу 48 г. Пап. арк. в одному прим. 7⁷/₁₆. Друк. знаків на 1 папер. арк. 135 тис.
Здано до друкарні 4.XI 33 р. Підписано до друку 2.III 34 р.



Друкарня-літографія Всеукраїнської Академії Наук

919

