

Рис. 3. Графіки величин міграції з року в рік епіцентрів сильних (1) та помірних (2) землетрусів. Прослідковується поступове зростання з часом відстаней між епіцентрами як сильних, так і помірних землетрусів

У подальшому слід проаналізувати можливі причинно-наслідкові просторові зв'язки між характером міграції епіцентрів землетрусів, геологічною будовою, глибинними розломами, геофізичними полями та сучасними вертикальними рухами земної кори досліджуваного регіону.

1. Кульчицкий В.Е., Пустовитенко Б.Г., Скляр А.М. Разрушительные крымские землетрясения 1927 г.: уроки и некоторые следствия // Геофиз. журн. – 2002. – 24, №6. – с. 49 – 74. 2. Пустовитенко Б.Г., Каменобродский А.Г. Некоторые закономерности миграции очагов землетрясений Крыма за последние 100 лет // Геофиз. сборник АН УССР. – 1975. –

вып. 65. – с. 81 – 87. 3. Каменобродский А.Г., Пустовитенко Б.Г., Поречнова Е.И. Пространственно-временное распределение эпицентров слабых толчков как индикатор подготовки сильных землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1987. – №10. – с. 3 – 13. 4. Кутинов Ю.Г., Беленович Т.Я. Современная геодинамическая модель севера Евразии // Геофизика XXI столетия: 2006 год, М. – 2007. 5. Злобин Т.К., Сафонов Д.А., Ершов В.В. Сильные землетрясения Сахалина: миграция и цикличность афтершоков по латерали и глубине// Геофизика XXI столетия: 2006 год, М. – 2007.

Надійшла до редколегії 24.11.09

УДК 550.384:634.4

К. Бондар, канд. геол. наук,  
І. Віршило, канд. геол. наук, Т. Гордієнко, ст. лаб.

### МАГНІОСТРАТИГРАФІЯ ТА АНІЗОТРОПІЯ МАГНІТНОЇ СПРИЙНЯТЛИВОСТІ ВОДНОМЕХАНІЧНИХ ВІДКЛАДІВ КАРСОВОЇ ПЕЧЕРИ АТЛАНТИДА

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. мінералог. наук, проф. М.І. Толстим)

**Досліджені петромагнітні й палеомагнітні характеристики розрізу глин. Виявлена магнітна анізотропія відкладів, обумовлена течією. Зафіксована палеомагнітна границя між зонами оберненої і прямої полярності у розрізі. Встановлено, що відклади розрізу не молодші 780 тис. р., раннього плейстоцену.**

**A section of clay deposits in Atlantida cave is examined using palaeomagnetic and petromagnetic methods. The magnetic anisotropy of deposits is proved to be caused by water flow. A sharp boundary between magnetozones of reversed and direct polarity has been found. The age of deposits is proved to be below Matuyama/Brunhes boundary.**

**Вступ.** Формування й існування карстових порожнин перебуває в тісному зв'язку з тектонічними й гідрогеологічними умовами в регіоні. Своєрідними носіями інформації про геологічне минуле печери виступають різні вторинні відклади, що накопичуються на дні порожнини. Часто ці відклади придатні для палеомагнітного дослідження, а отже існує можливість датування навіть палеонтологічно "німих" товщ.

У нашій роботі представлені результати дослідження магнітної стратиграфії розрізу водномеханічних глинистих відкладень печери Атлантида, розташованої в

межах Придністровського карстового району Подільсько-Буковинської карстової області (Україна) [1].

У сучасній науковій літературі описані численні магнітостратиграфічні дослідження уламкових і хомогенних печерних відкладів [2, 3], натічних утворень [4, 5] і пухких відкладень привхідних залів [6, 7]. Слід зазначити, що наш розріз раніше вже вивчався палеомагнітним методом [8], однак ми визнали за необхідне його повторне дослідження з використанням сучасної високочутливої магнітної апаратури.

**Об'єкт дослідження.** Печера Атлантида утворилася у гіпсах тираської світи, що відноситься до середньо-

баденського під'ярусу ( $N_1bd^1_2$ ). Товща, що перекиває, представлена ратинськими вапняками (відносяться до тієї ж світи) й товщею глин сарматського віку ( $N_1s^1_2$ ) [1]. Границя баденій-сармат, згідно Стратиграфічного кодексу України, датується 13,6 млн. років [9].

Досліджуваний розріз закладений у галереї "Глобус" магістрального поверху печери. Шурфом глибиною 4,5 м відкриті шаруваті світло-сірі тонкі й алевритові глини, що залягають на гіпсовій підлозі печери.

#### Відбір зразків і петромагнітні вимірювання.

Оскільки глини утворюють субгоризонтальні шари нерівної потужності, зведена глибина опробування всієї товщі склала 3 м. З шурфа було відібрано 332 орієнтованих зразки для вивчення петромагнітним і палеомагнітним методами. Відбір проводився ручним способом по 3...4 зразки з кожних 3...8 см вертикальної

потужності розрізу. Елементи орієнтування зразків фіксувалися гірським компасом.

У лабораторних умовах вивчені наступні петромагнітні характеристики. Магнітна сприйнятливості ( $k$ ) вимірювалась на капабриджі KLY-2 (Geofizyka, Чехія). Також уздовж розрізу вивчена природна залишкова намагніченість (NRM) й ідеальна намагніченість (ARM), створена у змінному полі 100 мТл при постійному полі 0,5 мТл. Вимірювання виконані на криогенному магнітометрі 2G Enterprises.

В цілому глини характеризуються низькими значеннями  $k$ , NRM і ARM, у верхній частині розрізу спостерігається підвищення магнітних характеристик (рис. 1).

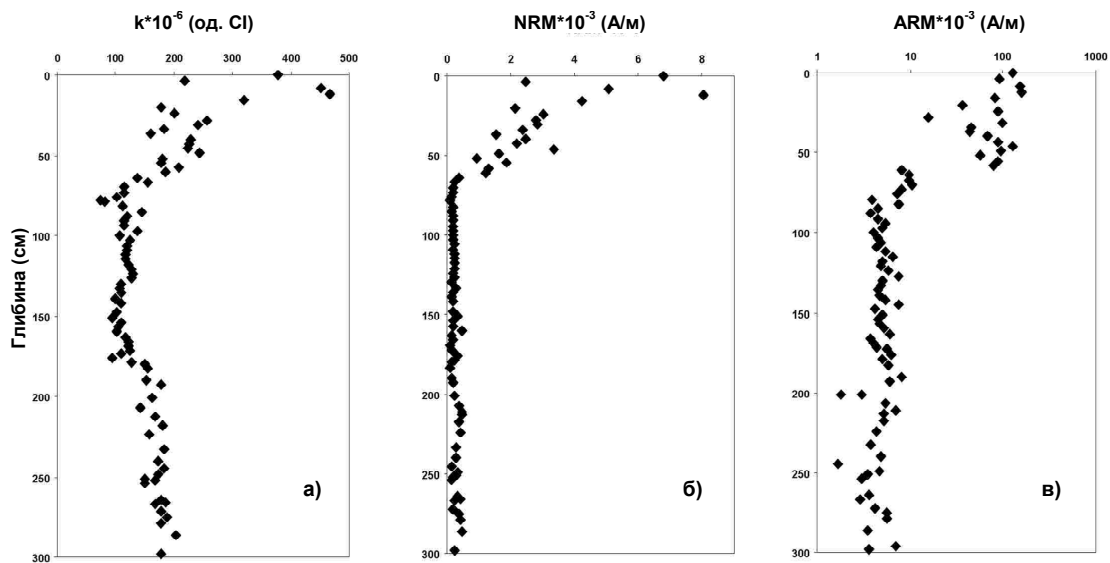


Рис.1. Розподіл магнітних властивостей глин по глибині розрізу

#### Анізотропія магнітної сприйнятливості (АМС).

Вимірявши АМС зразків за стандартною методикою на капабриджі KLY-2, ми оцінили ступінь анізотропії ( $P$ ) відкладів. Цей параметр дозволяє диференціювати розріз за характером упорядкованості зерен магнітних мінералів і відтворити умови осадження уламкового матеріалу [10]. Параметр форми ( $T$ ) характеризує форму магнітних зерен як витягнуту, сферичну або дископодібну [11]. Стереографічне представлення еліпсоїда АМС надає уявлення про орієнтацію магнітних часток у гірській породі. Домінуючий тип анізотропії визначається за відношеннями  $L=K_1/K_2$  – ступінь лінійної анізотропії та  $F=K_2/K_3$  – ступінь площинної анізотропії, де  $K_1$ -максимальна,  $K_2$ -середня, а  $K_3$ - мінімальна вісь еліпсоїда анізотропії.

$P$  більшої частини досліджених зразків (>70%) не перевищує 1,01. Лише у верхній частині розрізу ступінь анізотропії наближається до 1.02 (інтервал 0...85 см) (рис. 2 а). Переважає лінійна анізотропія, оскільки коефіцієнт кореляції між  $P$  та  $L$  становить  $R^2=0.75$  (рис. 2 б). Орієнтація осей  $K_1$  еліпсоїда АМС (рис. 3) показує, що середній азимут максимальних осей стано-

вить  $280^\circ$  і відповідає азимуту простягання магістральної галереї "Глобус" (Сх-Зх). Мінімальні вісі  $K_3$  значно, більше, ніж на  $20^\circ$ , відхиляються від субвертикального положення уздовж напрямку ПнПнЗх-ПдПдСх, що може свідчити про наявність вторинних структур, пов'язаних з деформацією [12]. У глинах присутні магнітні частки різної форми з деяким переважанням витягнутих, голкоподібних зерен ( $0 < T < 1$ ) (рис. 2, в)

Наявність чіткої границі між ізотропним і анізотропним шаром на глибині 88 см свідчить про зміну умов осадконакопичення, появу спрямованої дії зовнішніх сил, наприклад, водних потоків, при формуванні водномеханічних відкладів цього інтервалу. Дослідниками [1] тут зафіксований перехід від спокійних, слабопроточних умов (швидкість потоку <0,1 см/с) до режиму підвищеної активності водного середовища. На цій підставі можемо стверджувати, що магнітні зерна у верхній частині розрізу зорієнтувалися за течією, у субширотному напрямку, в якому закладена галерея Глобус. В нижній частині розрізу анізотропія майже відсутня. Крім того, відклади зберегли сліди вторинної деформації південно-південно-східного напрямку.

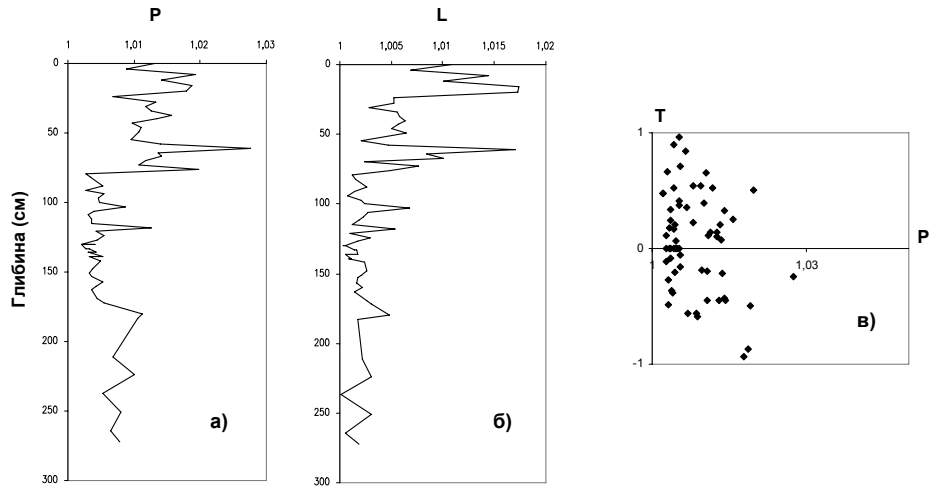


Рис. 2. Розподіл параметрів АМС по глибині розрізу (а,б) і параметр форми магнітних часток (в)

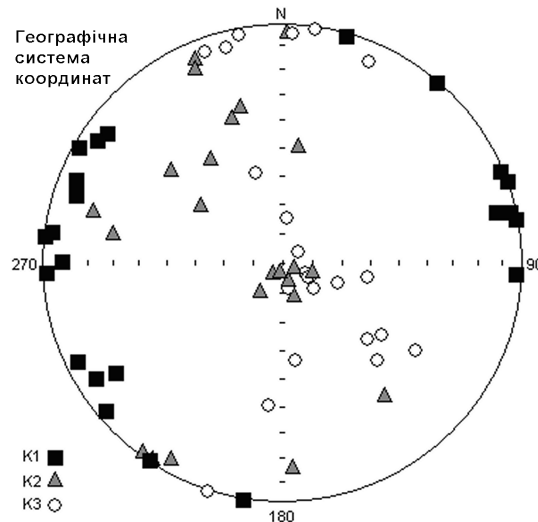


Рис. 3. Стереопроєкція осей АМС для зразків з верхньої частини розрізу

**Палеомагнітні дослідження.** Відомо, що NRM є векторною сумою первинної намагніченості, яка виникає в період формування відкладів, і вторинної намагніченості, якої ці відклади набувають пізніше. Якщо породи не зазнали хімічного перемагнічування після свого утворення, то вторинна намагніченість буде мати в'язку природу. Первинна намагніченість глин є, зазвичай, орієнтаційною і постседиментаційною і виникає внаслідок орієнтації магнітних часток за магнітним полем в процесі осадження у воді й знаходження у верхньому придонному шарі до ущільнення осаду.

Для розділення компонент намагніченості ми здійснили компонентний аналіз за даними розмагнічування зразків змінним магнітним полем інтенсивністю до 90 мТл. Результати розмагнічування пілотних зразків (16 шт.), представлені на діаграмах Зійдервельда, дозволили визначити поля для наступної магнітної чистки всієї колекції (рис. 4). На цьому ж рисунку розміщені залежності інтенсивності NRM від поля розмагнічування, які мають характерний вигляд для обернено і прямо намагнічених глин (рис. 4 б, г).

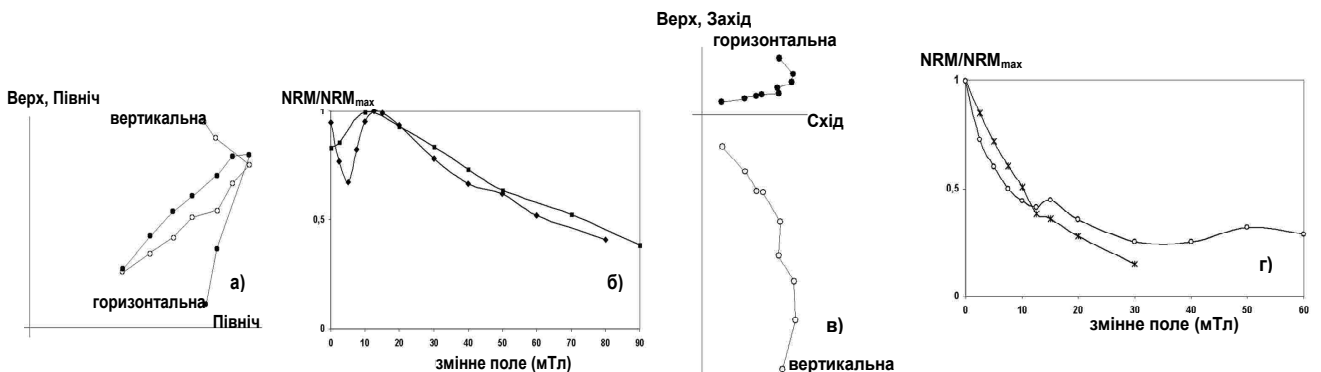


Рис. 4. Діаграми Зійдервельда та криві розмагнічування NRM змінним полем зразка 125-288 v (глибина 61 см) з зони оберненої полярності (а,б) і зразка 278 К з зони прямої полярності (в, г)

Характеристична намагніченість відкладів, отримана після впливу змінного поля 15...30 мТл, складає 30...85% NRM. Зміна її кутових параметрів по розрізу представлена на рис. 5 а,б.

Магнітне схилення  $D$  (рис.5 а) демонструє не тільки два граничних положення, які відповідають прямому й оберненому намагнічуванню відкладів, а подекуди має

проміжні значення. При цьому проміжні схилення близькі до азимуту простягання галереї "Глобус" і, водночас, до азимутів максимальних осей АМС з відповідного інтервалу глибин. Магнітне нахилення  $I$  (рис.5 б) дещо занижене по відношенню до нахилення магнітного поля і різко змінюється на протилежне на глибині 2,03 м.

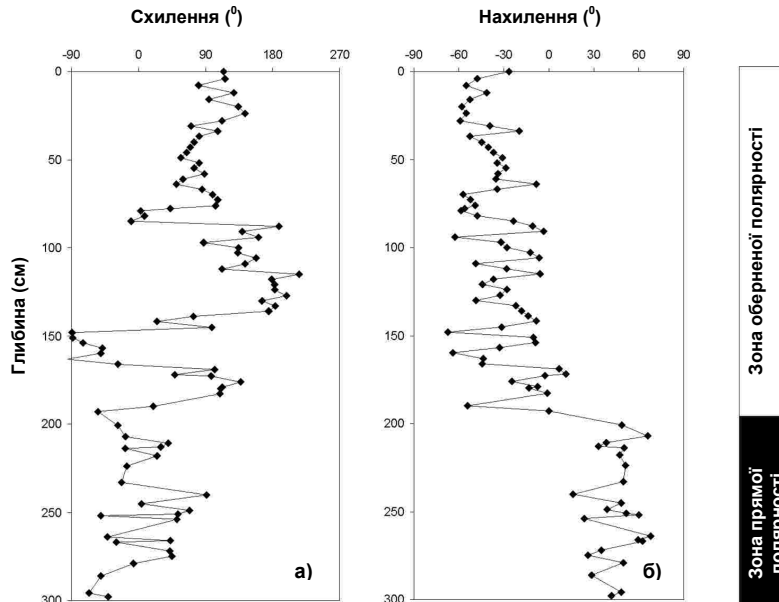


Рис. 5. Зміна схилення  $D$  (а) і нахилення  $I$  (б) характеристичної намагніченості по глибині розрізу та магнітна стратиграфія відкладів (в)

Причиною спотворення запису  $D$  у верхній частині розрізу (до 85 см) виступає переорієнтація магнітних часток під дією придонних течій у галереї, як ми це з'ясували, дослідивши АМС відкладів. Нахилення  $I$  більш чітко виражає магнітну стратиграфію відкладів, хоча для глин характерне "виположування"  $I$  внаслідок падіння витягнутих часток на горизонтальне дно.

Таким чином, породи розрізу розділяються на дві магнітозони: від 0 до 2,03 м – оберненої полярності, від 2,03 м до 3 м – прямої полярності (рис.5). Границя між ними різка і знаходиться всередині шару щільних тонких однорідних світло-сірих глин.

**Обговорення результатів і висновки.** Безперервний метод опробування відкладів по глибині і результати їх палеомагнітних досліджень дозволяють побудувати детальний магнітостратиграфічний розріз, який має високу роздільну здатність по часу. Безперервний палеомагнітний запис особливо важливий для опису інтервалів зміни полярності давнього геомагнітного поля.

Спробуємо співставити отриманий фактичний матеріал із результатами попередніх досліджень водномеханічних відкладів печери. Як за нашими даними, так і за даними роботи [8], глини, що виходять на поверхню печерних галерей, мають обернену намагніченість. Найбільш пізнім часом її виникнення може бути: 1) один з екскурсів всередині епохи прямої полярності Брюнес; 2) епоха оберненої полярності Матуяма. Часову границю між цими епохами вчені встановили біля 780 тис. років [13].

Перший варіант ми вважаємо малоімовірним з декількох причин. Формування такого потужного шару глинистих відкладів за час палеомагнітного екскурсу можливе тільки при високих швидкостях седиментації, як мінімум 20 см/тис. років при відсутності перерв в осадконагромадженні. За даними мікростратиграфічно-

го вивчення розрізу [1] відомо, що перерви все-таки були, і водні умови декілька разів змінювалися субеаральними, а отже, швидкість накопичення окремих прошарків глин має бути ще вищою. У таких умовах, враховуючи те, що границя між магнітозонами фіксується всередині літологічно однорідного шару, вона не повинна бути різкою, а передбачає існування перехідної зони. Однак, зміна полярності по розрізу відбувається різко, що протирічить припущенню про такі високі швидкості седиментації. Крім того, останнім часом багатьма дослідниками ставиться під сумнів надійність виділення багатьох екскурсів епохи Брюнес і їх глобальний характер [14].

Таким чином, можемо стверджувати, що отриманий результат розміщує весь розріз *давніше* границі палеомагнітних епох Матуяма-Брюнес. Обернено намагнічена магнітозона може відноситись як до епохи Матуяма, так і до інших, більш ранніх, періодів оберненої полярності, що виділяються на палеомагнітних шкалах для неоген-четвертинного часу [14]. Також і знайдена нами границя може відповідати одній з багатьох інверсій, що фіксуються за світовими даними у міоцені-пліоцені.

Отже, глиниста товща була повністю сформована не пізніше раннього плейстоцену. Деформація відкладів розрізу у південно-південно-східному напрямку, діагностована за АМС, ймовірно, відбулася при піднятті північного краю Поділля в кінці раннього плейстоцену, коли активно формувалася долина Збруча [1], який на ділянці Гермаківка-Боришківці має відповідний напрямок.

Автори вдячні керівництву і співробітникам Геофізичного відділення Мюнхенського університету Людвіга-Максиміліана за надану можливість виконати магнітні вимірювання, а також керівникові Хмельницького спе-

леоклубу "Атлантида" О.П. Щербицькому за сприяння в проведенні польових досліджень.

1. Климчук А.Б., Рожожников В.Я. Сопряженный анализ истории формирования пещерной системы (на примере пещеры Атлантида). Препринт ИГН АН УССР. – К., 1982. 2. Bosak P., Pruner P., Kadlec J., Magnetostratigraphy of cave sediments: Application and limits. Stud. Geophys. Geodet., 47 (2003), p.301-330. 3. Schmidt V.A. Magnetostratigraphy of sediments in Mammoth Cave, Kentucky. Science, 217, 827-829. 4. Martin K., 1991. Paleomagnetism of speleothems in Gardner Cave, Washington. Natl. Speleol. Soc. Bull., 52, 87-94. 5. Latham A., Schwarcz H.P. and Ford D.C., 1979. Paleomagnetism of stalagmite deposits. Nature, 280, 383-385. 6. Бондар К.М., Ридуш Б.Т. Запис палеокліматичних змін у голоцені-верхньому плейстоцені у пухких відкладах печери Еміне-Баїр-Хосар за магнітними даними // Спелеологія і карстологія, – № 2. – Сімферополь. – 2009. 7. Поспелова Г.А., Голованова Л.В., Шаронова З.В., Семенов В.В. Палеомагнитные исследования отложений палеолитической стоянки в пещере Матузка (Северный Кавказ)

// Физика Земли. – 2006. – №7. 8. Бахмутов В.Г., Лагутин К.П. Опыт палеомагнитного изучения пещерных отложений // Физическая география та геоморфология. – 1985. – вып. 32. -К. 9. Стратиграфический кодекс Украины. – Национальный стратиграфический комитет Украины, К., 1997. 10. Tarling D.H., Hrouda E. The magnetic anisotropy of rocks. – London: Publ. by Chapman&Hall, 1993. 11. Jelinek, V., 1981, Characterisation of the magnetic fabric of rocks. Tectonophysics, 79, 63-7. 12. Blink I., Magnetic susceptibility anisotropy and deformation of Quaternary sediments // Z. Dtsch.geol.Ges. – 1989. – 140. – P.393-403. 13. Champion D., Lanphere M., Kuntz M. Evidence for a new geomagnetic reversal from lava flows in Idaho: discussion of short polarity reversals in the Brunhes and Late Matuyama polarity chrons// J. Geophys. Res. 1988. V. 93. № B10. P. 11667-11680. 14. Большаков В.А. Геомагнитные экскурсы – надежное средство корреляции геологических отложений? // Физика Земли, 2007, №9. 15. Cande S.C. and Kent D.V., 1995, Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. J. Geophys.Res., 100(B4), 6093-6095.

Надійшла до редколегії 25.11.09

УДК 551.252:552.08

С. Куровець, канд. геол. наук, Т. Здерка, асп., В. Сабан, студ.

## ЩОДО ПИТАННЯ ВПЛИВУ МІКРОТРИЩИНУВАТОСТІ НА ОСОБЛИВОСТІ НАФТОВИЛУЧЕННЯ ІЗ ОЛІГОЦЕНОВИХ ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ НАДВІРНЯНСЬКОГО НАФТОПРОМИСЛОВОГО РАЙОНУ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. О.М. Карпенком)

*Розглядається проблема впливу тріщинуватості порід-колекторів на експлуатацію покладів свердловинами. Встановлено, що мікротріщини олігоценових порід-колекторів є флюїдопровідними каналами і забезпечують значні приливи нафти до свердловин. Запропонована ефективна схема відновлення дебітів вуглеводнів при експлуатації порово-тріщинних колекторів менілітової світи.*

*The problem of influence of fractured breeds-collectors on exploitation of oil beds is set. It is set that micro cracks of Oligocene breeds-collectors are the fluid flowing channels and provide the considerable waves of oil to the mining holes. The effective chart of hydrocarbons debits renewal is offered during exploitation of porous-crack collectors of menilit deposits.*

На даний час більшість нафтових родовищ Передкарпатського прогину знаходиться на завершальній стадії розробки, що характеризується зменшенням частки активних видобувних запасів і відповідним збільшенням важковидобувних. Останні переважно приурочені до складнобудованих колекторів, що характеризуються зональною і пошаровою неоднорідністю ємнісно-фільтраційних властивостей. Крім того, на пізній стадії розробки родовищ утворення значних промитих зон підвищеної тріщинуватості не дає змогу реалізувати енергію агента витіснення, що нагнітається у пласт, для вилучення залишкових запасів нафти.

Продуктивні горизонти менілітової світи представлені алевритистими дрібнозернистими, місцями середньозернистими пісковиками, рідше алевролітами з глинистим цементом. Коефіцієнт піщаності становить переважно 9-12 %. Значення пористості змінюється від 4 до 17 %, проникності в межах від  $0,1 \cdot 10^{-3}$  до  $23 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>, іноді може становити навіть  $43-50 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>.

Проведені нами дослідження [5] показали, що для олігоценових відкладів Передкарпатського прогину характерним є наявність двох типів колекторів:

- порового, що характеризується низькими значеннями проникності, переважно до  $5 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>;
- тріщинного, проникність якого на порядок вища у порівнянні з гранулярними колекторами (переважно  $5-50 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>).

Р.С. Копистянським [3] виконувались дослідження тріщинуватих кернів з порід карпатських нафтових родовищ оптичними методами. Встановлено, що найчастіше проникність тріщинуватих порід-колекторів становить  $5-15 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>, рідше  $25-55 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>, а в поодиноких випадках і більше.

Експериментально, методами гідродинамічних досліджень [11] встановлено, що проникність зразків керну палеогенових порід-колекторів, розбитих тріщинами, у залежності від величини діючого на них тиску, змінюється переважно від  $5-25 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>, рідше досягаючи значення  $50 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>.

Аналіз роботи свердловин, що експлуатують олігоценові поклади, вказує на те, що максимальні видобутки нафти із них спостерігались на початку експлуатації протягом 1-2 років, а потім різко знижувались і продовжували працювати вже на цьому рівні з поступовим зниженням дебітів. Характерним прикладом є свердловина №2 Микуличинського родовища (рис. 1). При випробуванні нижньоменілітових відкладів з свердловини було одержано приплив нафти з дебітом  $21-23$  м<sup>3</sup>/добу на штуцерах від 4 до 8 мм. Уже через рік після вводу свердловини в експлуатацію дебіт різко знизився до  $4,5$  т/добу і продовжував поступово знижуватись.